

DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – SCIENCES DE LA TERRE  
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

**Paléoécologie et taphonomie comparative  
en milieux carbonatés peu profonds  
(Oxfordien du Jura suisse et Holocène du Belize)**

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)  
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

**Noémie STIENNE**

de Paris, France

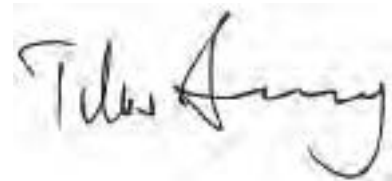
Thèse N° 1661

Multiprint SA, Fribourg, 2010

**Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)  
sur la proposition de :**

Prof. André STRASSER	Université de Fribourg (Suisse)	Directeur
Prof. Christian GAILLARD	Université de Lyon (France)	Expert
Dr. Elias SAMANKASSOU	Université de Genève (Suisse)	Expert
Prof. Bernard GROBETY	Université de Fribourg (Suisse)	Président du jury

Fribourg, le 29 janvier 2010



Le Doyen: Prof. Titus Jenny



Directeur de thèse: Prof. André Strasser

*« L'espoir luit comme un brin de paille dans l'étable... L'espoir luit comme un caillou dans un creux... » P. Verlaine*



# TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>3</b>	3.2 TAPHONOMIE DES ORGANISMES	37
<b>ABSTRACT</b>	<b>5</b>	3.2.1 Bivalves	37
<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>7</b>	3.2.2 Gastéropodes	37
		3.2.3 Échinodermes	37
		3.2.4 Foraminifères	38
<b>REMERCIEMENTS</b>	<b>9</b>	3.2.5 Coraux	38
		3.2.6 <i>Halimeda</i>	38
<b>1 - INTRODUCTION</b>	<b>13</b>	3.3 TAPHONOMIE ET STRATIGRAPHIE	38
1.1 OBJECTIF	13	3.3.1 Niveaux coquilliers	39
1.2 MATÉRIEL D'ÉTUDE	14	3.3.2 Time-averaging	39
1.2.1 Plates-formes carbonatées oxfordiennes du Jura	14	3.4 TAPHONOMIE QUANTITATIVE	40
1.2.2 Plates-formes carbonatées holocènes du Belize	16		
1.3 MÉTHODES DE TRAVAIL	17	<b>4 - ÉCOLOGIE ET PALÉOÉCOLOGIE</b>	<b>43</b>
		4.1 FACTEURS ÉCOLOGIQUES ABIOTIQUES	44
<b>2 - ANALYSE DE FACIÈS</b>	<b>21</b>	4.1.1 Paramètres aquatiques	44
2.1 CONSTITUANTS	21	4.1.2 Paramètres sédimentaires	47
2.1.1 Grains non-squelettiques	21	4.2 FACTEURS ÉCOLOGIQUES BIOTIQUES	48
2.1.2 Grains squelettiques	22	4.3 ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT ET ÉCOSYSTÈMES	50
2.2 MATRICE SÉDIMENTAIRE	27	4.3.1 Plate-forme oxfordienne du Jura	52
2.2.1 Automicrite	28	4.3.2 Plates-formes holocènes du Belize	53
2.2.2 Allomicrite	28		
2.3 STRUCTURES SÉDIMENTAIRES	28	<b>5 - SECTIONS OXFORDIENNES DU JURA</b>	<b>55</b>
2.3.1 Structures abiotiques	28	5.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE	55
2.3.2 Structures biogéniques	28	5.2 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	56
2.4 DIAGENÈSE	29	5.3 SECTION DE VORBOURG	57
2.4.1 Diagenèse précoce	29	5.3.1 Introduction	57
2.4.2 Diagenèse d'enfouissement	30	5.3.2 Localisation	57
		5.3.3 Description sédimentologique et interprétation	57
<b>3 - ANALYSE DE TAPHOFACIÈS</b>	<b>33</b>	5.3.4 Description taphonomique	68
3.1 PROCESSUS MENANT DE L'ORGANISME VIVANT AU FOSSILE	34	5.4 SECTION DE HAUTES-ROCHES	74
3.1.1 Décomposition de la matière organique	34	5.4.1 Introduction	74
3.1.2 Transport et remaniement	34	5.4.2 Localisation	74
3.1.3 Désarticulation et fragmentation	34	5.4.3 Description sédimentologique et interprétation	74
3.1.4 Usure	35	5.4.4 Description taphonomique	86
3.1.5 Micritisation	35	5.5 FACTEURS ÉCOLOGIQUES	93
3.1.6 Perforation (et traces de nutrition)	36	5.5.1 Paramètres aquatiques	93
3.1.7 Encroûtement biogénique	36	5.5.2 Paramètres sédimentaires	96
		5.5.3 Facteurs biotiques	97

<b>6 - SÉDIMENTS HOLOCÈNES DU BELIZE</b>	<b>101</b>		
6.1 DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE	101		
6.2 MATÉRIELS ET MÉTHODES D'ANALYSE	102		
6.3 AIRE DE AMBERGRIS CAYE	103		
6.3.1 Transect de San Pedro	105		
6.3.2 Transect de Sueno del Mare	114		
6.3.3 Transect du lagon intra-insulaire de Catena au lagon de Reef Point	117		
6.3.4 Transect de Blackadore Caye à l'embouchure du chenal de San Pedro	119		
6.4 AIRE DE PLACENCIA	123		
6.4.1 Zone de Placencia	123		
6.4.2 Transect de Monkey River Town à Ranguana Caye	129		
6.5 FACTEURS ÉCOLOGIQUES	137		
6.5.1 Paramètres aquatiques	137		
6.5.2 Paramètres sédimentaires	138		
6.5.3 Facteurs biotiques	140		
<b>7 - TAPHONOMIE</b>	<b>143</b>		
7.1 INTRODUCTION	143		
7.2 TAPHOFACIÈS DES SÉRIES SÉDIMENTAIRES DE L'OXFORDIEN DU JURA SUISSE	145		
7.2.1 Taphonomie des bivalves	145		
7.2.2 Taphonomie des foraminifères	147		
7.2.3 Taphonomie des échinodermes	148		
7.2.4 Taphonomie des coraux	150		
7.3 TAPHOFACIÈS DES SÉDIMENTS HOLOCÈNES DU BELIZE	150		
7.3.1 Taphonomie des bivalves	150		
7.3.2 Taphonomie des gastéropodes	156		
7.3.3 Taphonomie des foraminifères ( <i>Peneroplis</i> )	161		
7.3.4 Taphonomie des coraux	165		
7.3.5 Taphonomie des <i>Halimeda</i>	168		
7.4 TAPHONOMIE - SYNTHÈSE	172		
7.4.1 Taphonomie de sédiments récents - Cas de l'Holocène du Belize	172		
7.4.2 Taphonomie de sédiments fossiles - Cas de l'Oxfordien du Jura suisse	179		
7.4.3 Taphofaciès et facteurs de contrôle	183		
7.4.4 Taphofaciès et environnement de dépôt	184		
7.4.5 Taphonomie comparative	184		
7.4.6 Time-averaging	185		
<b>8 - TAPHOFACIÈS ET STRATIGRAPHIE INTRASÉQUENTIELLE</b>	<b>187</b>		
8.1 REPÈRES TEMPORELS	189		
8.1.1 Perturbations	190		
8.1.2 Discontinuités et horizons condensés	192		
8.2 BIAIS TEMPORELS	193		
8.3 CHRONOLOGIE INTRASÉQUENTIELLE	194		
8.4 SYNTHÈSE	199		
<b>9 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</b>	<b>201</b>		
<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>205</b>		
<b>PLANCHES</b>	<b>215</b>		
<b>ANNEXES</b>	<b>241</b>		
<b>CURRICULUM VITAE</b>	<b>247</b>		

## RÉSUMÉ

---

Le comblement sédimentaire de plates-formes sous influence tropicale s'effectue à partir de sources terrigène, authigène carbonatée et par migration latérale de masses sédimentaires. Les flux évoluent qualitativement et quantitativement sous le contrôle de processus allocycliques et autocycliques. Les travaux de Pittet (1996), Plunkett (1997), Dupraz (1999), Hug (2003), Védrine (2007) décrivent les modalités d'agencement sédimentaire et séquentiel de la plate-forme oxfordienne du Jura suisse et français. Les séquences sédimentaires y sont principalement générées sous l'impulsion de cycles orbitaux de périodes de 20, 100 et 400 ka, correspondant respectivement aux variations de précession et aux cycles court et long de l'excentricité de l'orbite terrestre. Une échelle bien définie en termes de stratigraphie séquentielle et de cyclostratigraphie a ainsi été dressée pour l'Oxfordien moyen et supérieur du Jura suisse, et synthétisée par Strasser (2007). Elle constitue un cadre de travail idéal pour appréhender la distribution de faciès et de taphofaciès au sein de séquences élémentaires de dépôt, c'est-à-dire avec une résolution temporelle supérieure à 20 ka. Cette démarche d'analyse intraséquentielle a été appliquée à des portions des coupes de Vorbourg et Hautes-Roches du Jura suisse, sus-jacents la limite de séquence Ox6 définie par Hardenbol et al. (1998) et autour du lieu d'inversion de tendance du niveau marin correspondant à la limite de séquence Ox6+ (Hug 2003). Durant l'intervalle de temps sélectionné, le Jura suisse connaît un changement climatique depuis une phase humide vers une phase plus aride qui se répercute dans l'arrière-pays par une diminution de l'altération météorique. La décharge sédimentaire dans les lagons adjacents se trouve ainsi modifiée et crée le passage d'un domaine sédimentaire mixte carbonaté-siliciclastique vers un environnement à dominante carbonatée. Les microfaciès et les assemblages fossiles permettent de distinguer huit paléoécosystèmes, depuis un domaine marin côtier restreint saumâtre vers un domaine sous

influence récifale, et de les caractériser en termes de salinité, d'hydrodynamisme, de degré d'oxygénation, de niveau trophique, de turbidité, de granulométrie, de degré d'induration de substrat et de la composition minéralogique matricielle.

La compréhension de l'enregistrement sédimentaire des sections oxfordiennes est favorisée par une étude comparative avec les aires d'Ambergris Caye et de Placencia de la plate-forme du Belize. Dix-neuf carottages dans les sédiments holocènes permettent d'interpréter l'évolution sédimentaire en fonction de l'enneigement du substratum pléistocène. Les sédiments carottés appartiennent à un dépôt de haut niveau marin. L'étude des sédiments de surface du Belize décrit sept écosystèmes principaux, allant depuis des estrans tidaux vers des lagons sous influence récifale. Ces écosystèmes sont caractérisés d'après les guildes benthiques dominantes, la salinité, l'hydrodynamisme, le degré d'oxygénation, le niveau trophique, la turbidité, la granulométrie et le degré d'induration du substrat. La composition matricielle connaît un fort contraste suivant le lieu de mise en place des sédiments holocènes. En effet, la sédimentation de l'aire septentrionale d'Ambergris Caye est à dominante carbonatée, tandis que l'aire méridionale de Placencia appartient à un environnement mixte carbonaté-siliciclastique. Ce contraste sédimentaire reflète le contraste géomorphologique et géologique de l'arrière-pays : plat et de sol carbonaté au nord tandis que le sud est fait de hauts reliefs granitiques et métamorphiques.

L'analyse taphonomique, pour les deux sites d'étude (Jura et Belize), est basée sur l'emploi de taphogrammes quaternaires réalisés à partir du logiciel de traitement statistique R, de lecture comparable au taphogramme ternaire de Kowalewski et al. (1995). Les traits taphonomiques observés sont : la désarticulation, la fragmentation, l'usure, la micritisation, l'encroûtement

biogénique et la perforation. Quatre degrés d'altération, ou grades taphonomiques, sont définis pour chaque trait. Les axes des taphogrammes représentent ces grades. Les groupes d'organismes benthiques considérés sont des : gastéropodes, bivalves, foraminifères, *Halimeda*, coraux et oursins.

L'étude des taphogrammes du Belize et du Jura suisse révèle que les taphofaciès, ou signatures taphonomiques, sont formés d'un mélange plus ou moins marqué de grades taphonomiques pour chaque trait. En d'autres termes, un assemblage dispose de bioclastes caractérisés soit par un degré d'altération dominant un trait, soit par différents degrés d'altération. Ce mélange dépend des paramètres de contrôle d'un milieu de dépôt. Les principaux facteurs discriminants sont : la profondeur de la zone taphonomiquement active (TAZ ; Davies et al. 1989), le temps de résidence dans la TAZ, le taux de sédimentation, la composition minéralogique matricielle, l'environnement diagénétique, l'énergie hydrodynamique, la granulométrie, l'existence de fond stabilisé et/ou induré, le taux de production benthique, la composition faunique et floristique des communautés benthiques, la composition minéralogique et organique et la structure des squelettes.

L'analyse intraséquentielle se heurte à une limite de résolution temporelle de l'ordre de la centaine aux milliers d'années, imputable au time-averaging (e.g., Flessa et al. 1993). Toutefois, au sein même d'un dépôt intraséquentiel (bas niveau marin, transgressif, haut niveau marin) les microfaciès montrent des évidences d'une sédimentation non constante dans le temps. Il s'agit de témoins de cimentation précoce (surfaces indurées, nodulisation), de perturbations momentanées de signatures taphonomiques et/ou sédimentologiques. Les surfaces intraséquentielles transgressives, d'inondation maximale et les limites de séquences traduisent également des variations du taux de sédimentation.

Les vitesses de sédimentation influencent le temps d'exposition de bioclastes vis-à-vis des processus taphonomiques. Au Belize et dans le Jura suisse, les faibles taux de sédimentation s'associent à une intense altération physique, chimique et/ou biologique en fonction des conditions de dépôt.

Le caractère oscillatoire du taux de variation de l'espace d'accommodation sous impulsion orbitale connaît une alternance de phases dont le taux de changement d'accommodation varie rapidement (e.g., point d'inflexion de la sinusoïde) et des phases où le taux se stabilise (e.g., points d'amplitude minimale ou maximale de la sinusoïde).

– Lorsque les taux de changement d'accommodation sont stables, les écosystèmes peuvent s'adapter de façon efficace aux changements. Par conséquent, les taux de production authigène carbonatée et de changement d'accommodation évoluent de façon équilibrée. Les taphofaciès sont alors marqués par un mélange de grades taphonomiques pour différents traits taphonomiques. Des cas d'équilibre optimal sont constatés durant les phases transgressives tardives.

– Trois réponses taphonomiques s'observent en cas de déséquilibre entre taux de sédimentation et d'accommodation. Soit le taux de sédimentation excède l'accommodation : une intense altération physique domine alors les taphofaciès (haut niveau marin tardif/bas niveau marin). Soit le taux de changement d'accommodation et/ou l'espace d'accommodation excèdent fortement le taux de sédimentation : les stades transgressifs précoces sont alors associés à une altération physique marquée, et les épisodes d'ennoiement maximum montrent une intense altération biologique et chimique. Enfin, il existe des cas où les écosystèmes, et donc la production benthique associée, se stabilisent malgré un contexte d'accommodation élevée (dépôt de haut niveau marin) : les taphofaciès se caractérisent alors par un mélange de grades taphonomiques pour divers traits, aboutissant à une signature proche des cas d'équilibre entre taux de sédimentation et d'accommodation.

L'agencement (tapho)faciologique au sein de séquences élémentaires de dépôt ne dispose pas obligatoirement d'un caractère itératif et prédictif car il dépend des conditions d'évolution de chaque (paléo)environnement de dépôt. Chaque analyse doit se baser sur une connaissance approfondie des (paléo)écosystèmes investigués. L'analyse intraséquentielle reconnaît ensuite les interruptions, les modifications et les transitions sédimentaires de durée de formation inférieure à 20 ka. Celles-ci se manifestent avec une intensité variant d'après le lieu de mise en place sur une plate-forme et d'après le degré de superposition de cycles orbitaux de périodes variables.



## ABSTRACT

---

Sediment on tropical platforms stems from terrigenous sources and from authigenic carbonate production, and the accumulation is also influenced by lateral migration of sedimentary bodies. The qualitative and quantitative evolution of the sediment flow is controlled by allocyclic and autocyclic processes. The studies of Pittet (1996), Plunkett (1997), Dupraz (1999), Hug (2003), and Védérine (2007) describe the stratigraphic and sequential organization on the Swiss and French Jura platform during the Oxfordian. The sedimentary sequences are mainly related to orbital cycles, with periodicities of 20, 100, and 400 kyr, which correspond respectively to the orbital precession and short and long eccentricity cycles. Thus, a well-defined sequence- and cyclostratigraphic timescale for the Middle to Late Oxfordian has been established and was synthesized by Strasser (2007). This gives a good framework to study the distribution of the facies and taphofacies within elementary depositional sequences, i.e. with a time resolution higher than 20 kyr. This intrasequential stratigraphic approach has been applied to the Vorbourg and Hautes-Roches sections, for the interval situated above sequence boundary Ox6 defined by Hardenbol et al. (1998) and around the inversion of the sea level trend corresponding to the Ox6+ sequence boundary (Hug 2003). During the selected interval, the Swiss Jura experienced a transition from a humid to a more arid climate, resulting in the decrease of meteoric alteration in the hinterland. Thus, the sediment discharge to the adjacent lagoons changed, and a transition from a mixed carbonate-siliciclastic sedimentary system to a carbonate-dominated one occurred. Eight palaeoecosystems are distinguished, based on microfacies and fossil assemblages, from a restricted coastal brackish environment to a reefal domain, and characterized in terms of salinity, hydrodynamics, oxygenation, trophic level, turbidity, granulometry, degree of substrate induration, and mineralogical matrix composition.

A better understanding of the Oxfordian sedimentary record was gained by a comparative study of the Ambergris Caye and Placencia areas on the Belize platform. The evolution of the Holocene sediments has been studied based on nineteen cores and is interpreted in relation with the flooding of the Pleistocene substrate. The cored sediments thus mainly belong to the highstand deposits. The analysis of surface sediment allows describing seven main ecosystems, from tidal flat to reefal lagoons. These ecosystems are characterized in terms of benthic guilds, salinity, hydrodynamics, oxygenation, trophic level, turbidity, granulometry, and degree of substrate induration. The matrix composition displays a strong contrast depending on the depositional environment of the Holocene sediments: the sedimentation in the northern Ambergris Caye area is carbonate-dominated, as opposed to the mixed carbonate-siliciclastic sedimentation of the southern area surrounding Placencia. This sedimentary contrast reflects the geomorphological and geological contrast of the hinterland: flat and carbonate-dominated in the north, and with high granitic and metamorphic relief in the south.

The taphonomic analysis of both study areas (Jura and Belize) is based on quaternary taphograms, obtained by using the statistical software R, comparable to the ternary taphograms of Kowalewski et al. (1995). Selected taphonomic features are: disarticulation, fragmentation, wearing, micritization, biogenic encrustation, and perforation. Four degrees of alteration, or taphonomic grades, are defined per feature. The taphogram axes represent these grades. The selected benthic organism groups are: gastropods, bivalves, foraminifera, *Halimeda*, corals, and echinoids.

The study of taphograms from Belize and the Swiss Jura reveal that taphofacies, or taphonomic signatures, are made by differential mixing of taphonomic grades

per taphonomic feature. In other words, an assemblage displays bioclasts that can be characterized either by a dominant taphonomic grade, or by different taphonomic grades. The mixing depends on the factors that control the ecosystem. The main discriminating factors are: the depth of the taphonomically active zone (TAZ; Davies et al. 1989), the residence time in the TAZ, the sedimentation rate, the mineralogical matrix composition, the diagenetic environment, the hydrodynamic regime, the granulometry, the presence of an indurated and/or stabilized substrate, the rate of benthic production, the faunal and floral benthic composition, the mineralogical and organic composition and the structure of skeletal components.

The intrasequential analysis can be done with a temporal resolution of only a few hundred to a few thousand years due to time-averaging (e.g., Flessa et al. 1993). However, even within intrasequential deposits (lowstand, transgressive, highstand), microfacies show evidences that the sedimentation rate is not constant. These evidences include signs of early cementation (indurated surfaces, nodulization), and of momentary perturbations in the taphonomic and sedimentologic signatures. The development of transgressive and maximum-flooding surfaces within the elementary sequences as well as of sequence boundaries also indicates variations of the sedimentation rate.

The sedimentation rates have an influence on the exposure time of bioclasts to the taphonomic processes. In Belize and in the Swiss Jura, low sedimentation rates are associated with a strong physical, chemical, and/or biological alteration, depending on the conditions of the depositional environment.

The oscillatory character of the rate of change of accommodation space, driven by the orbital cycles, leads to an alternation of stages with fast change of the rate of variation of accommodation (e.g., inflexion points on

the sinusoidal curve) and stages with stabilization of the rates (e.g., points with minimal and maximal amplitudes on the sinusoid).

– When the rates of variation of accommodation are stable, the ecosystem can adapt effectively to the environmental change. As a consequence, an equilibrated evolution is maintained between authigenic carbonate production and accommodation rate. Consequently, the taphofacies displays a mixing of taphonomic grades.

– Three cases can be observed if the sedimentation and accommodation rates are not in equilibrium. Either, sedimentation rate exceeds accommodation: taphofacies are dominated by an intense physical alteration (late highstand deposits, lowstand deposits). Or, accommodation variation and/or accommodation space exceed sedimentation rate: the early transgressive deposits are characterized by a strong physical alteration, and the maximum-flooding intervals display a strong biological and chemical alteration. Finally, there are cases in which ecosystems, and therefore the associated benthic production, become stabilized in spite of high accommodation conditions (highstand deposits): the taphofacies corresponds to the mixing of taphonomic grades, showing a signature comparable to cases with sedimentation and accommodation rates in equilibrium.

The (tapho)facies organization within elementary depositional sequences does not necessarily have an iterative and predictable character because it depends on the conditions of evolution of each specific (palaeo)environment. Each analysis has to be based on a detailed knowledge of the studied (palaeo)ecosystems. Then, intrasequential analysis can identify the sedimentological interruptions, modifications, and transitions that occur with a timescale shorter than 20 kyr. These are expressed with variable intensity as a function of the location of the depositional environment on the platform, and of the degree of superposition of orbital cycles with different periodicities.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Sediment auf tropischen Karbonatplattformen stammt teils aus terrestrischen Quellen, teils aus authigener Karbonatproduktion. Die Akkumulation wird zudem von der lateralen Migration der sedimentären Körper beeinflusst. Die qualitative und quantitative Entwicklung des Sedimentflusses wird von allozyklischen und autozyklischen Prozessen kontrolliert. Die Studien von Pittet (1996), Plunkett (1997), Dupraz (1999), Hug (2003) und Védrine (2007) beschreiben die stratigraphische und sequenzielle Entwicklung auf der französischen und schweizerischen Juraplattform während des Oxfordians. Die sedimentären Sequenzen sind hauptsächlich bedingt durch orbitale Zyklen mit Periodizitäten von 20, 100 und 400 kJ, die dem orbitalen Präzessions- respektive dem kurzen und langen Exzentrizitätszyklus entsprechen. So konnte eine gut definierte zyklische und sequenzstratigraphische Zeitskala erstellt werden, die von Strasser (2007) synthetisiert wurde. Diese Rahmenbedingungen erlauben es, die Verteilung der Fazies und Taphofazies in elementaren Ablagerungssequenzen zu studieren, d.h. mit einer Zeitauflösung höher als 20 kJ. Dieser intrasequenzielle stratigraphische Ansatz wurde auf die Vorbourg und Hautes-Roches Profile angewendet, für das Intervall, welches sich über der von Hardenbol et al. (1998) definierten Sequenzgrenze Ox6, und um die Inversion des Meeresspiegeltrends, die der Ox6+ Sequenzgrenze entspricht (Hug 2003), befindet. Während des ausgewählten Intervalls ereignete sich im Schweizer Jura ein Wechsel von einem humiden zu einem eher ariden Klima, welches in einer Reduktion der Verwitterung im Hinterland resultierte. So änderten sich der Sedimenttransport in die angrenzenden Lagunen und ein Übergang von einem gemischt siliziklastisch-karbonatischen System zu einem Karbonat-dominierten System erfolgte. Acht Paläoökosysteme, von einem küstennahen, restriktiven, brackischen Bereich bis zum Riffbereich, werden entsprechend ihrer Mikrofazies und Fossilienvergesellschaftung ausgeschieden und aufgrund der Parameter Salinität, Hydrodynamik, Sauerstoffgehalt, trophischem Niveau,

Wassertrübe, Korngrößenverteilung, Substrathärte und mineralogische Matrixzusammensetzung charakterisiert.

Ein besseres Verständnis der Oxford-Sedimente konnte durch eine Vergleichsstudie mit den Regionen Ambergris Caye und Placencia auf der Belize Plattform erreicht werden. Basierend auf 19 Sedimentkernen wurde die Entwicklung der holozänen Sedimente untersucht und im Zusammenhang mit der Überflutung des pleistozänen Substrats interpretiert. Die mit den Kernen beprobten Sedimente entsprechen damit hauptsächlich den Hochstandsablagerungen. Die Analyse der Oberflächensedimente erlaubt die Beschreibung von sieben Hauptökosystemen, von der Gezeitenfläche zur Rifflagune. Diese Ökosysteme werden aufgrund ihrer benthischen Gilden, Salinität, Hydrodynamik, trophischem Niveau, Wassertrübe, Korngrößenverteilung sowie ihres Sauerstoffgehalt und Substrathärtegrads charakterisiert. Die Matrixzusammensetzung der holozänen Sedimente zeigt starke Unterschiede in Abhängigkeit des Ablagerungsraums. Die Sedimentation in der nördlichen Ambergris Caye Region ist Karbonat-dominiert; im Gegensatz dazu ist die südliche Region um Placencia durch eine gemischt siliziklastisch-karbonatische Sedimentation gezeichnet. Dieser sedimentäre Kontrast widerspiegelt den geomorphologischen und geologischen Kontrast des Hinterlands: flach und Karbonat-dominiert im Norden und gebirgig und Kristallin-dominiert im Süden.

Die taphonomische Analyse beider Untersuchungsgebiete (Jura und Belize) basiert auf quaternären Taphogrammen, die durch die Anwendung der statistischen Software R generiert wurden und mit den ternären Taphogrammen von Kowalewski et al. (1995) vergleichbar sind. Die ausgewählten taphonomischen Merkmale sind: Fragmentierung, Abrasion, Mikritisierung, biogene Inkrustierung und Perforation. Vier Grade der

Alteration, sogenannte taphonomische Grade, werden pro Merkmal definiert. Die Achsen des Taphogramms repräsentieren diese Grade. Die ausgewählten Gruppen benthischer Organismen sind: Gastropoden, Bivalven, Foraminiferen, *Halimeda*, Korallen und Echinoiden. Die Analyse der Taphogramme von Belize und dem Schweizer Jura zeigt auf, dass die Taphofazies oder die taphonomische Signatur durch differenzielles Vermischen taphonomischer Grade pro taphonomisches Merkmal erreicht wird. Anders ausgedrückt heisst das, dass eine Vergesellschaftung Bioklasten enthält, die entweder durch einen dominanten taphonomischen Grad oder verschiedene taphonomische Grade charakterisiert sein können. Die Durchmischung hängt von den Faktoren ab, die das Ökosystem kontrollieren. Die wichtigsten diskriminierenden Faktoren sind: die Tiefe der taphonomisch aktiven Zone (TAZ; Davies et al. 1989), die Verweildauer in der TAZ, die Sedimentationsrate, die Zusammensetzung der mineralogischen Matrix, die diagenetischen Bedingungen, das hydrodynamische Regime, die Korngrößenverteilung, das Vorhandensein eines befestigten oder stabilisierten Substrats, die Rate der benthischen Produktion, die Zusammensetzung der benthischen Fauna und Flora, die mineralogische und organische Zusammensetzung und die Struktur der mineralisierten Hartteilkomponenten.

Die intrasequenzielle Analyse kann aufgrund des „Time-averaging“ nur mit einer zeitlichen Auflösung von einigen Hundert bis einigen Tausend Jahren durchgeführt werden (e.g., Flessa et al. 1993). Dennoch weist die Mikrofazies auch innerhalb von intrasequenziellen Ablagerungen (Tiefstand, Transgression, Hochstand) darauf hin, dass die Sedimentationsrate nicht konstant war. Solche Hinweise finden sich in Form von früher Zementierung (verhärtete Oberflächen und Knollen- oder Konkretionsbildung) und von kurzfristigen Störungen der taphonomischen und sedimentären Signaturen. Die Ausbildung von transgressiven Flächen, maximalen Überflutungsflächen sowie von Sequenzgrenzen innerhalb der elementaren Sequenzen weist ebenfalls auf Variationen in der Sedimentationsrate hin.

Die Sedimentationsraten haben einen Einfluss auf die Zeit, welche die Bioklasten den taphonomischen Prozessen ausgesetzt sind. In Belize und im Schweizer Jura sind tiefe Sedimentationsraten mit starker physikalischer, chemischer und/oder biologischer Alteration verbunden, welche wiederum von den Bedingungen im jeweiligen Ablagerungsraum abhängt.

Der durch die orbitalen Zyklen getriebene oszillierende Charakter der Veränderungsrate des

Akkommodationsraums führt zu einem Wechsel zwischen Stadien mit einer schnellen Veränderung der Variationsrate des Akkommodationsraums (d.h. Wendepunkte auf der Sinuskurve) und Stadien, während denen sich die Rate stabilisiert (Hochpunkte und Tiefpunkte auf der Sinuskurve).

– Wenn die Variationsraten des Akkommodationsraums stabil sind, kann sich das Ökosystem effizient an die Veränderungen der Umweltbedingungen anpassen. Als Konsequenz daraus ergibt sich, dass eine gleichmässige Entwicklung zwischen authigener Karbonatproduktion und Akkommodationsrate aufrecht erhalten wird. Infolgedessen zeigt die Taphofazies eine Vermischung der taphonomischen Grade.

– Drei Fälle können beobachtet werden, wenn sich Sedimentations- und Akkommodationsraten nicht im Gleichgewicht befinden. Entweder überschreitet die Sedimentationsrate die Akkommodationsrate: die Taphofazies wird von einer intensiven physikalischen Alteration dominiert (späte Hochstandsablagerungen und Tiefstandsablagerungen). Oder, die Akkommodationsvariation und/oder der Akkommodationsraum übersteigen die Sedimentationsrate: die Ablagerungen der frühen Transgression sind durch eine starke physikalische Alteration charakterisiert. Die Ablagerungen des Intervalls des schnellsten Meeresspiegelanstiegs zeigen eine starke biologische und chemische Alteration. Schlussendlich gibt es Fälle, bei denen das Ökosystem und somit auch die benthische Produktion sich trotz hoher Akkommodation (Hochstandsablagerungen) stabilisieren: die Taphofazies entspricht dem Vermischen der taphonomischen Grade und zeigt eine Signatur, die mit derjenigen der Fälle vergleichbar ist, bei denen die Sedimentations- und Akkommodationsraten im Gleichgewicht sind.

Die Anordnung der (Tapho)fazies innerhalb der elementaren Ablagerungssequenzen muss nicht unbedingt einen iterativen oder prognostizierbaren Charakter aufweisen, weil sie von den Bedingungen der Entwicklung jedes spezifischen (Paläo)ökosystems abhängig ist. Jede Analyse muss deshalb auf einer detaillierten Kenntnis des untersuchten (Paläo)ökosystems beruhen. Dann kann die intrasequenzielle Analyse Unterbrechungen, Modifikationen und Übergänge im Sedimentationsgeschehen aufzeigen, die sich auf einer Zeitskala von unter 20 kJ abspielen. Diese drücken sich mit unterschiedlicher Intensität aus, als Funktion der Lage des Ablagerungsraums auf der Plattform und des Grades der Überlagerung der orbitalen Zyklen mit verschiedenen Periodizitäten.

## REMERCIEMENTS

« *Zwanze* » - Débuter un paragraphe de remerciements n'est pas chose aisée. Aussi, il semble de bon aloi de débiter celui-ci par une plaisanterie belge.

Ce mot de départ m'a été soufflé par notre cher « Petit Robert édition 2002 » qui me permet également, André, de savoir avec précision ce que je tiens à faire ici, c'est-à-dire : « te témoigner ma reconnaissance et te savoir gré de... ». *Robert* nous apprend également que « merci » est de racine commune avec marché, *mercatus*, *merx*, marchandise, Mercure et... *gramercy* là où nous devions aboutir. C'est effectivement un *gramercy* que je tiens à t'exprimer ; pour l'accueil - si agréable - au labo, pour la découverte de la key lime pie au Belize (dernière que je mangerai puisqu'il semble que j'ai mangé *La Bonne* sur 100), pour les moments de science et de vie passés dans les congrès ou sur le terrain, en kayak, en avion, en bateau, en palmes. Merci pour cette très belle initiation à la recherche, en me laissant aller vers ce qui me plaisait d'étudier ; nonobstant l'art statistique. Merci pour les relectures, les corrections, les discussions concernant la thèse ! Et également merci d'accepter les rythmes biologiques, les capacités et les goûts des autres ! Pour toutes ces raisons, il serait folie de ne pas te redire un *grand merci* !

Un grand merci va également à Christian Gaillard, de l'Université de Lyon, et à Elias Samankassou, de l'Université de Genève, qui ont accepté de faire partie du jury évaluant cette thèse et de prendre le temps de la lire ! Merci également à Bernard Grobéty de l'Université de Fribourg d'être le président du jury !

Je vais maintenant remercier certaines personnes en fonction des lieux partagés selon un gradient « près de mon bureau – loin de mon bureau »

Lorsque l'écran de mon ordinateur m'hypnotise et m'endort, je sais que je peux toujours compter sur Jon Mosar, as en matière de réveil brutal du thésard endormi sur sa chaise. Merci pour les moments partagés durant les TP et pour les quelques rappels tectoniques que tu m'as fait entendre. Merci beaucoup pour ton humour et ton dynamisme. Ça fait un bien fou ! Et comme dirait Thibault, « bien malachite ne profite jamais ».

Il fut un temps où sortant de mon bureau, je voyais Elias Samankassou. Cela me promettait de bénéficier de causeries fort intéressantes, bien souvent politisées et riches en informations ! Outre ces moments agréables passés avec toi, je tiens encore à te remercier d'avoir accepté d'être dans le jury de cette thèse.

Maintenant, les sorties de mon bureau me font tête-à-tête avec Silvia Spezzaferri avec qui j'avais plaisir à causer, durant les TP et les pauses-café ou repas ! Merci pour tous les p'tits moments généralement sympathiques.

Dans les couloirs de l'Université, on a parfois la chance de croiser Jean-Pierre Berger, et dans ces cas-là les probabilités de rire sont bien fortes. Qui connaît le vocable et l'entrain constants de Monsieur Berger sait qu'il rira jusqu'à après l'avoir croisé ! Lao-Tseu aurait pu le dire. Merci également pour les quelques travaux que tu as proposé, notamment la pêche aux fossiles sous sapins ; toujours agréable.

Lorsque le courage me vient de monter d'un ou deux étages en direction de sciences archéométriques ferrugineuses, je peux croiser Vincent Serneels avec qui j'ai eu plaisir à discuter et que je remercie vivement de m'avoir permis de voir mon premier volcan actif ! Ildiko Katona était également de la partie avec son entrain pétillant et son humour qui démarrent toujours au quart de tour ! Cette excursion était un vrai plaisir ! J'ai eu la chance d'y découvrir Calin Tamas avec qui les rires journaliers étaient assurés ! C'est dommage que

je n'ai pas eu l'occasion de te connaître plus tôt. Merci beaucoup pour tous les conseils que tu m'as donné pour la thèse !

Dans ces étages supérieurs, il est également possible de croiser Bernard Grobéty, dont les conversations sont toujours instructives, souvent politiques, parfois helvétiques, très souvent sympathiques et drolatiques ! S'y trouve aussi Gisela Thierrin-Michael - comme j'aurais aimé apprendre à danser la salsa avec toi ! Au sommet de l'immeuble, on peut aussi voir quelques adeptes de particules, de minéraux et de scories, ainsi que le sourire chaleureux de Raphaëlle Soullignac, l'attitude volcanique de Mario Meier, l'entrain verbal de Sébastien Perret et l'humour explosif de Barbara Guenette-Beck ! Mon premier souvenir de Fribourg a quasiment eu lieu le jour de mon arrivée où l'on a dansé comme des folles dans le pavillon vert. Merci beaucoup Maëlle pour plein de bons souvenirs. Bon courage pour la suite & peut-être que l'on se recroisera !

Au quasi-opposé vertical du bâtiment se trouve Nicole Bruegger, merci pour les services rendus, pour les emprunts de livres et pour les discussions lorsque je traîne du côté de ton bureau ! Polo Bourqui et Patrick Dietsche, merci beaucoup pour les préparations de lames minces, pour les consolidations de sables, pour le coupage des échantillons et les moments sympathiques où l'on se croise près de la salle café ou plus loin ! Je tiens également à remercier Daniel Cuennet pour sa disponibilité, sa multi-poly-capacité à tout faire, et merci d'avoir scié une partie de mes échantillons ! Merci à Alexandre Vaira d'avoir guéri mon ordinateur après que j'ai malencontreusement risqué de l'assassiner. Et merci à Luisa pour les discussions partagées et d'avoir prit soin de mon bureau !

Au hasard des étages ou d'une excursion dans le Jura il est probable de découvrir Monica Constandache, j'ai beaucoup apprécié de te croiser et de discuter avec toi !

Associés à la vie au labo et dans un contexte plus familial, il y a des moments privilégiés à la mensa ! Stephan, äch Brigitte telefon dieser freundin Karine ich bin sehr müde und schläft du gute, ganz genau! Humm as you can notice my German is... and I'm only able to speak about sleeping and resting. So I prefer to tell you in English how it was nice to know you and to spend some times with you and the famous Nicolas! I wish you a long statistical research... Giordana, bonjourno! My Italian is worse than my German... Thank you for all the breaks together, the discussions, and dinners! And I hope to see you soon!!

Le pôle « loin du bureau » est un pôle relativement nocturne, orné de discussions de tous genres et de rires de toutes formes. Hantant ce monde à Fribourg, j'ai découvert une fine équipe constituée d'un noyau fait d'étranges paléontologues, sédimentologues et même un sociologue et un kinésiologue, autour duquel gravitent selon leurs envies d'autres -logues, -istes et -iciens. Je tiens donc à lever un dernier verre de Baileys à toutes leurs santés. Cher Bastien, je bois la première gorgée en saluant ton entrain fougeux de paléontologue qui n'a d'égal que celui que tu as de danser à Python sur un jazz qui n'a pas l'air d'en être ou de me dérouter au speed jungle... ! Si je prolonge le tour de table j'arrive bien sûr à Florent ; un deuxième bournonnais à Fribourg si c'est pas incroyable ?! Mi ch'su ben contênte ed t'avoir connu avant que-j'pârte, té sé pô l'ben qu'chà fait eud causé avec ti min fieu. Pis ko k'té veux, lé gar du nord on les chang pô hin. Tout d'bon pour eut master tis'aut ! À sa droite vient ensuite ce cher Olivier. Je n'ai pas grand chose à dire de plus que tout ce que tu sais déjà... Main dans la main nous nous rirons de la morsure des ours et combattons les z'udes ! Merci beaucoup pour ta présence, ton attention et tes p'tites attentions pendant ces derniers mois ! À ses côtés est probablement assis Richy. Selon tes propres termes : « Woof woof woof, woof woof ! ». Ce qui en bon français se traduit évidemment par l'expression immense de la tendresse que j'ai pour toi ! Malgré quelques heurts bien vite oubliés, faire la thèse à tes côtés a été vraiment agréable ! Et merci pour les traductions franco-allemandes dans la thèse ! Autour de cette table, on a encore la chance de trouver une damoiselle fort dynamique, dont la bonne humeur est contagieuse, à savoir : Sarah. Merci beaucoup pour les soirées, les rires, les causeries et tout le reste ! Et l'alphabet décidant vient Thibault. On a beaucoup partagé durant les dernières années, de la pilosité à l'importance des grandeurs... Bonne chance pour la suite & merci d'avoir lu une partie du manuscrit !

Parfois, la vie pouvait être épicée par la présence « remarquable » de Martin Bochud et pimentée par celle d'Eva Matzenauer. Bon courage pour la suite Eva, tant pour la thèse que pour l'entraînement à l'auto-défense anti-kromoks ! Si tu as besoin de monter un commando spécial attaque de kromotien fais moi signe ! Et sinon, avez-vous retrouvé le p'tit homme de Noël dans les épices ? À l'institut, les tectoniciens se cachent au rez-de-chaussée, où l'on voit également Luc Braillard. Y a t'il vraiment besoin de te saluer puisque mon petit doigt me dit que l'on se reverra prochainement ?! En tout cas j'ai drôlement apprécié ta compagnie et le plaisir que tu nous as fait de nous faire découvrir les endroits les plus sensationnels de Fribourg et les 99 rhinos au chat noir... Christoph Neururer merci pour ton humour, tes

cours d'électricité accélérés et... les boules de neige ! ...  
Mais fais bien attention, l'hiver n'est jamais très loin à Fribourg...

Que serait ma vie à Fribourg sans la présence et les passions contagieuses de Katja von Allmen ?! J'espère que l'on continuera à partager des moments où la vie est belle comme les sauterelles ! Mais ça je n'en doute pas ! Alors à bientôt, garde tes boulons et tout de bon !

Et pour une fois les géochimistes sont à louer car me permettent de songer aux futures promenades du côté de la Grande-Britannie occidentale avec Laureline Scherler !! Tu crois que Paprika y sera ? En tout cas bien bonne fin de thèse, vive les tapirs, merci pour tes corrections et à très vite !!

Enfin il y a les nouveaux et les anciens de l'institut. Je pense bien sûr à Corinne Erni, son rire, son dynamisme et son entrain permanents mettaient bien de la couleur au labo et autour ! Patrick Iannotti avec qui j'avais plaisir à partager des moments surprenants autour d'un verre ou d'un café. Marco Meola, avec qui j'ai traversé l'épreuve du cours « R la merveille des statistiques ». David et Juanita, thank you for your amazing smiles, dynamism and enthusiasm! Tout de bon pour vos thèses ! Je tiens aussi à saluer Stéphanie Védrine... Les souvenirs béliziens ne partiront pas comme ça ! Je salue également Jonas Tresch, dont les visites à Fribourg sont trop rares ! Et Christina Keller, j'espère que l'on se retrouvera encore régulièrement ici ou là en Suisse ou ailleurs, même si le temps se fait toujours trop court ! Bonne fin de thèse ! Je salue chaleureusement Claudius Pirkenseer, merci pour les causeries ostracodes et grecques ! Et un dernier mot pour Michèle et Christian Caron et Jürgen von Raumer avec qui j'ai eu grand plaisir de parler à l'occasion !

Et bien loin de tout ça mais pourtant si présents, je remercie ma famille et mes amis qui étaient là pour la plupart avant la thèse, et qui m'ont aidé et conseillé bien des fois pendant mes études.

Je tiens à citer Agathe, François, Laetitia, Stéphane, Anne, M'sieur Bréhéret, Marlène, Hippo, Virginie et Sébastien. Et enfin une mention toute spéciale pour mes parents et frangins, qui m'ont permis de suivre les études que je voulais, en supportant mes changements, en étant toujours là, et bref, en étant vous ! Sans tout ça les choses auraient été bien différentes ! Je vous embrasse !

.....

La réalisation de ce travail a été aidée par Christian Mazza, de l'Université de Fribourg, qui m'a offert beaucoup de son temps pour m'aiguiller dans le monde des statistiques. Merci également à ses collègues, Rudolf Rohr et à Louis-Félix Bersier qui ont sacrifié un peu de leur temps pour m'aider à logicialiser la taphonomie !

Merci au Professeur Stocker de l'Université de Berne, qui nous a fourni les datations au <sup>14</sup>C des sédiments du Belize.

Ce travail a largement bénéficié de l'aide d'André Strasser, Richard Waite, Stéphanie Védrine et Daniel Marty lors du travail de terrain au Belize.

Merci au Fond National Suisse de la Recherche Scientifique pour le soutien financier apporté à ces travaux (projet n° 20 - 109214.05).





# 1. INTRODUCTION

Les plates-formes de climat subtropical à tropical sous sédimentation carbonatée sont comblées d'après des facteurs de contrôle primordiaux d'ordre tectonique, eustatique, puis biologique. Ces facteurs sont actuellement reconnus et compris grâce à l'emploi de la stratigraphie séquentielle, qui est devenue une discipline incontournable de l'étude d'enregistrements sédimentaires (e.g., Vail et al. 1977, Kendall et Schlager 1981, Posamentier et al. 1988, Homewood 1996, Spence et Tucker 1999, Strasser et al. 1999, Catuneanu et al. 2009). L'accumulation sédimentaire est inhérente de l'espace d'accommodation qui varie en premier lieu grâce à des mouvements de subsidence tectonique et thermique, et eustatiques (glacioeustatisme, tectono-eustatisme, expansion thermique de l'eau). Ces mouvements disposent souvent d'un caractère périodique, et vont ainsi imposer un agencement séquentiel à l'empilement sédimentaire. La reconnaissance de séquences nées de variations d'ordre climatique et eustatique est faite grâce à l'emploi de la cyclostratigraphie (voir Strasser et al. 2006). Les flux sédimentaires de systèmes carbonatés sont fortement alimentés par une production carbonatée authigène. Dans les environnements tropicaux actuels, la production carbonatée est dominée par les coraux, ensuite les algues productrices de carbonates, enfin y participent en moindre proportion les mollusques, les foraminifères et les échinodermes (e.g., Harney et Fletcher 2003, Hart et Kench 2007, Rees et al. 2007). La production carbonatée a évolué au cours des temps géologiques d'après l'évolution des populations animales et végétales (e.g., Jones et Desrochers 1992). Sur une plate-forme, les flux sédimentaires sont modifiés par des mouvements de masses sédimentaires s'effectuant depuis l'amont, c'est-à-dire dans un arrière-pays, et en aval, c'est-à-dire vers les zones de talus ou de bassin (e.g., Gaillard 1983, Leinfelder 1993, Pittet et Strasser 1998). Une part importante des migrations de masses sédimentaires se fait également au sein même d'une plate-forme, par des processus autocycliques de redistribution sédimentaire sous l'influence hydrodynamique de

courants, de vagues, et/ou gravitaire de remplissage/migration/déstabilisation de domaines sédimentaires (e.g., Strasser 1991, Pratt et al. 1992, Schwarzbacher 2000).

Ces différents processus ont été reconnus, compris et étayés dans le cas de la distribution sédimentaire sur la plate-forme carbonatée du Jura à l'Oxfordien et au Berriasien, grâce aux travaux de l'école fribourgeoise (Pasquier 1995, Pittet 1996, Plunkett 1997, Dupraz 1999, Hillgärtner 1999, Colombié 2002, Hug 2003, Rameil 2005, Tresch 2007, Védrine 2007). Ce présent travail bénéficie ainsi d'une importante base de données offrant la possibilité de mener des analyses intraséquentielles, c'est-à-dire des analyses faites à très haute résolution au sein d'une unique séquence élémentaire de dépôt, liée aux cycles de précession de l'orbite terrestre de période d'environ 20,000 ans (20 ka).

## 1.1 Objectif

L'analyse intraséquentielle a pour but de comprendre quels sont les processus prédominants qui contrôlent l'agencement des microfaciès de séquences élémentaires et comment le temps est distribué au sein des dépôts intraséquentiels. Afin de répondre à ces questions, il a été choisi de travailler suivant une démarche interdisciplinaire, alliant la sédimentologie, la taphonomie, la paléoécologie et l'écologie comparative.

L'étude se focalise sur des séquences de dépôt de la plate-forme carbonatée de l'Oxfordien supérieur du Jura suisse comparées aux sédiments holocènes des plates-formes du Belize. On se concentre sur les milieux et les faciès lagunaires qui sont abondants et comparables entre le Jura et le Belize. Les lagons, excluant le cas des atolls, sont des étendues d'eaux peu profondes comprises entre un continent et une barrière externe récifale, bioclastique et/ou oolithique. Cette description est réductrice car fait abstraction de la forte variabilité de ces environnements composés d'une mosaïque d'écosystèmes particuliers

(Wright et Burgess 2005, Strasser et Védrine 2009), qui seront présentés en détail dans ce travail. Du fait de leur position, les lagons enregistrent et subissent les variations s'effectuant en amont et en aval. En d'autres termes, ils représentent un système complexe fait d'interactions imposées par les changements dans l'arrière-pays, dans le lagon même et au niveau de la barrière externe. Les lagons ouverts offrent un espace particulièrement durable à la sédimentation. En effet, l'espace disponible pour accumuler du sédiment sera tout d'abord comblé en domaine restreint et à proximité de barrières. Une fois ce comblement achevé, de l'espace restera disponible en milieux plus ouverts et ainsi ces milieux vont enregistrer la majeure partie de l'histoire du système carbonaté d'avant-barrière (Zinke et al. 2003). L'enregistrement sédimentaire de domaines lagunaires est également favorisé durant les transgressions à moyen et long termes puisque la sédimentation est alors efficace en domaine proximal de bassin sédimentaire (e.g., Kidwell 1991, Holland et Patzowsky 1999). Ces contextes transgressifs offrant l'opportunité d'investiger des enregistrements sédimentaires relativement complets sont sélectionnés dans ce travail pour effectuer les analyses intraséquentielles présentées en chapitre 8.

L'observation des sédiments récents vise principalement à comprendre les processus taphonomiques puisque ceux-ci sont actuellement effectifs. La taphonomie appliquée aux environnements récents (e.g., Scoffin 1992, Shroba 1993, Best et Kidwell 2000a, Parsons-Hubbard 2005, Perry et Hepburn 2008) et aux paléoenvironnements (e.g., Brett et Baird 1986, Fürsich et Flessa 1987, Kidwell et Bosence 1991, Reolid et Gaillard 2007) a permis de constater que les processus taphonomiques varient en fonction de l'environnement de dépôt et du temps de résidence de résidus squelettiques dans la zone taphonomiquement active (Davies et al. 1989). Ce laps de temps est notamment tributaire des taux de sédimentation d'un (paléo-)environnement de dépôt. Les taux de sédimentation de domaines carbonatés sont soumis à des variations conjointes de l'espace d'accommodation et du potentiel de croissance biologique des systèmes étudiés (Pasquier et Strasser 1997, Schlager 2000). L'estimation de ces taux dépend du temps d'observation considéré lors d'une étude de séries sédimentaires (Schlager et al. 1998) ; plus le temps observé est long plus les taux de sédimentation sont sous-estimés car les lacunes, la compaction et la dissolution ne sont pas considérés. Durant les dernières décennies, divers auteurs ont démontré et mis l'accent sur le fait que les taux de sédimentation sont non-constants dans le temps et dans l'espace (Bosence 1988, Enos 1991, Strasser et Samankassou 2003, Yang et al. 2004, Strasser et Védrine 2009). D'après ces

connaissances, il devient légitime de supposer que les variations intraséquentielles des taux de sédimentation induisent des durées d'épisodes de « taphonomie active » variables. En d'autres termes, les vitesses de sédimentation modulent les temps d'exposition de résidus carbonatés sur un fond marin et ainsi prolongent, ou écourtent, les durées d'altération. Le présent travail vise à discriminer les repères temporels identifiables au sein de séquences élémentaires. Toutefois, la taphonomie, variant avec l'environnement de dépôt, ne suffit pas à résoudre ce problème, d'où la nécessité d'employer une démarche interdisciplinaire fournissant une reconnaissance variée des facteurs contrôlant la mise en place des dépôts intraséquentiels.

## 1.2 Matériel d'étude

Les sédiments étudiés appartiennent à des plates-formes carbonatées distinctes (Oxfordien du Jura suisse et Holocène du Belize). Afin de présenter les données de façon cohérente et chronologique, seul un bref aperçu du contexte de mise en place de ces plates-formes est proposé dans cette introduction. Les chapitres 5 et 6, respectivement attribués au Jura suisse et au Belize, fournissent des informations plus précises afin de pouvoir les mettre en relation avec les modifications des facteurs de contrôle affectant les (paléo-)écosystèmes considérés.

### 1.2.1 Plates-formes carbonatées oxfordiennes du Jura

Au cours de l'Oxfordien, la plate-forme carbonatée du Jura suisse consistait en une mosaïque de petites îles, émergées d'une mer peu profonde située à une paléolatitudes d'environ 26-27°N d'après Dercourt et al. (1985), 37-38°N d'après Smith et al. (1994) et 28°N selon Thierry et al. (2000). Aucune vraie barrière récifale ne s'est mise en place durant l'intervalle de temps qui nous concerne (Pittet 1996, Dupraz 1999). Le système se trouvait barré par l'association de barres bioclastiques et oolithiques et de récifs en patch. Les intervalles d'étude sélectionnés dans le Jura se positionnent autour de la transgression majeure reconnue par Pittet (1996) et rapportée par Strasser (2007) et Védrine (2007) pour l'Oxfordien supérieur ; au niveau de la sous-zone d'ammonites à *Semimammatum* définie par Hardenbol et al. (1998) et suivant la limite de séquence Ox6+ définie par Hug (2003) (voir Figure 1.1). Le climat au Jurassique terminal était soumis à un taux de CO<sub>2</sub> et des températures plus élevés et à un gradient thermique latitudinal plus faible que dans l'actuel (e.g., Hallam 1984, Moore et al. 1992, Royer 2009). L'Oxfordien connaît une transition climatique depuis un climat

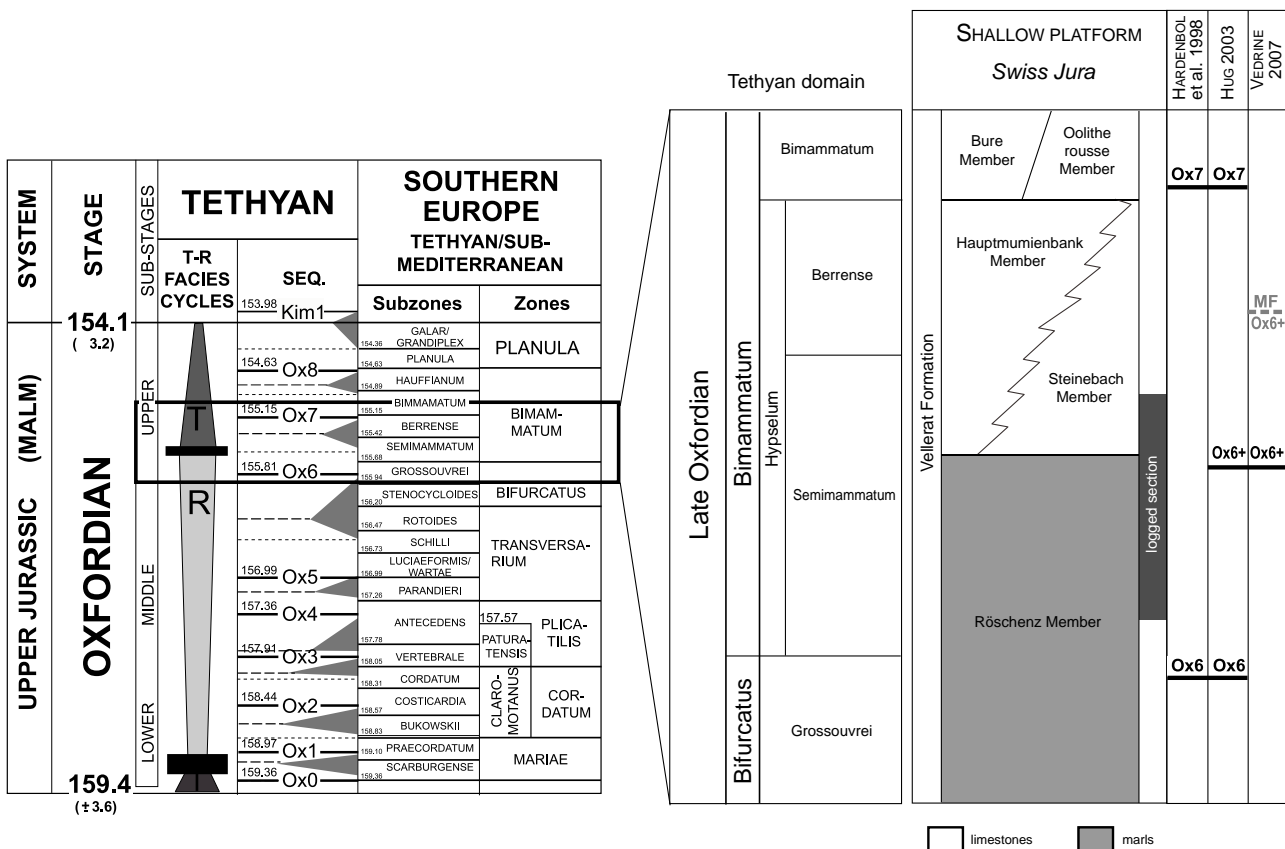


Fig. 1.1 - Bio-, chronostratigraphie et stratigraphie séquentielle d'après Hardenbol et al. (1998) pour le domaine téthysien et mise en correspondance de la lithostratigraphie de la plate-forme du Jura suisse tirée de Gygi (1995) - (modifié d'après Védrine 2007)

humide, favorisant le développement de la végétation dans l'arrière-pays, ainsi qu'un apport de matériel silicaté et de nutriments dans les lagons adjacents, vers un climat plus aride créant une diminution de l'altération météorique et du transfert de matériel terrigène dans les bassins (Pittet 1996, Védrine 2007). L'initialisation de cette transition est témoignée dans les deux sections sélectionnées dans cette étude, à savoir les sections de Vorbourg et de Hautes-Roches, situées près de Delémont (Canton du Jura, Suisse) (Figure 1.2). L'enregistrement sédimentaire de ces sections montre une transition depuis un environnement sédimentaire mixte carbonaté-siliciclastique, lié à un apport de matériel terrigène né d'une phase climatique humide durant un niveau marin bas, vers un environnement à dominante carbonatée, lié à un niveau marin haut associé à un climat plus aride (Pittet 1996, Pittet et Strasser 1998, chapitre 5 de ce travail). Ces changements sont orchestrés par des variations de l'insolation subie par la Terre sous l'impulsion des fluctuations des cycles orbitaux (Strasser 2007)

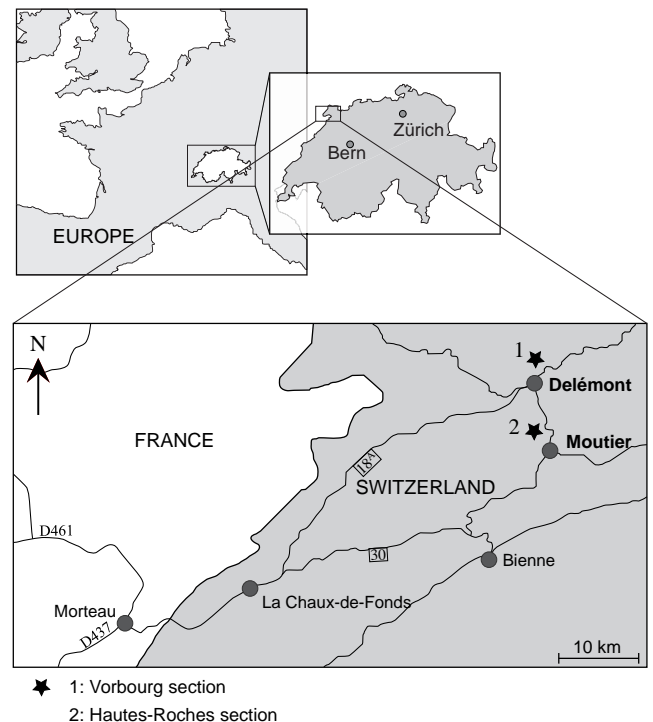


Fig. 1.2 - Localisation des sections d'étude de la plate-forme oxfordienne du Jura suisse

### 1.2.2 Plates-formes carbonatées holocènes du Belize

Le littoral du Belize est façonné par une barrière récifale d'environ 250 km de long, mise en place sous contexte climatique subtropical. Deux aires d'étude ont fait l'objet de carottages dans les dépôts holocènes et d'échantillonnages de sédiments de surface : Ambergris Caye au nord et Placencia au sud (Figure 1.3). Ces aires sont caractérisées par des environnements sédimentaires distincts. Le nord du pays est plat et fait d'un sol carbonaté, ainsi la sédimentation dans les lagons est carbonatée. Le relief au sud du pays est marqué par les montagnes Maya. Les précipitations en ces hauts-reliefs induisent un fort apport terrigène et une augmentation de la teneur en nutriments dans les lagons adjacents. La co-existence de ces deux environnements sédimentaires fait du Belize un site de comparaison extrêmement précieux pour comprendre l'évolution intraséquentielle des dépôts oxfordiens durant les phases climatiques humide et aride.

Les limites temporelles pour les sédiments holocènes se heurtent à l'épaisseur sédimentaire qu'il a été possible de prélever par carottage manuel (profondeur maximale : 1,5 mètres). Ces dépôts se sont installés dans le contexte de l'enneigement du substratum pléistocène, qui a débuté au Belize aux environs de 10 ka BP (e.g., Shinn et al. 1982, Gischler et Hudson 2004 ; Figure 1.4).

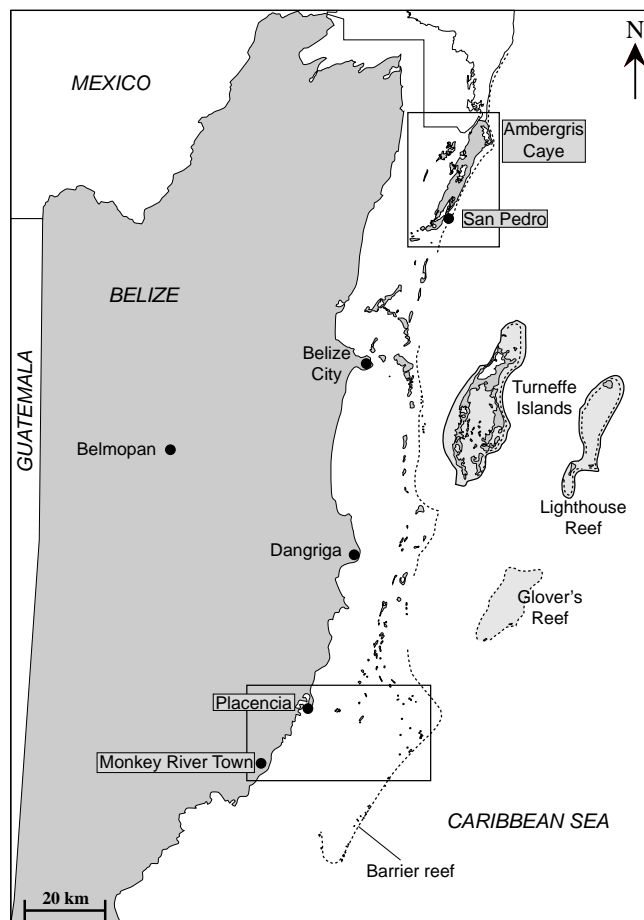


Fig. 1.3 - Localisation des aires d'étude (encadrés) des plates-formes holocènes du Belize

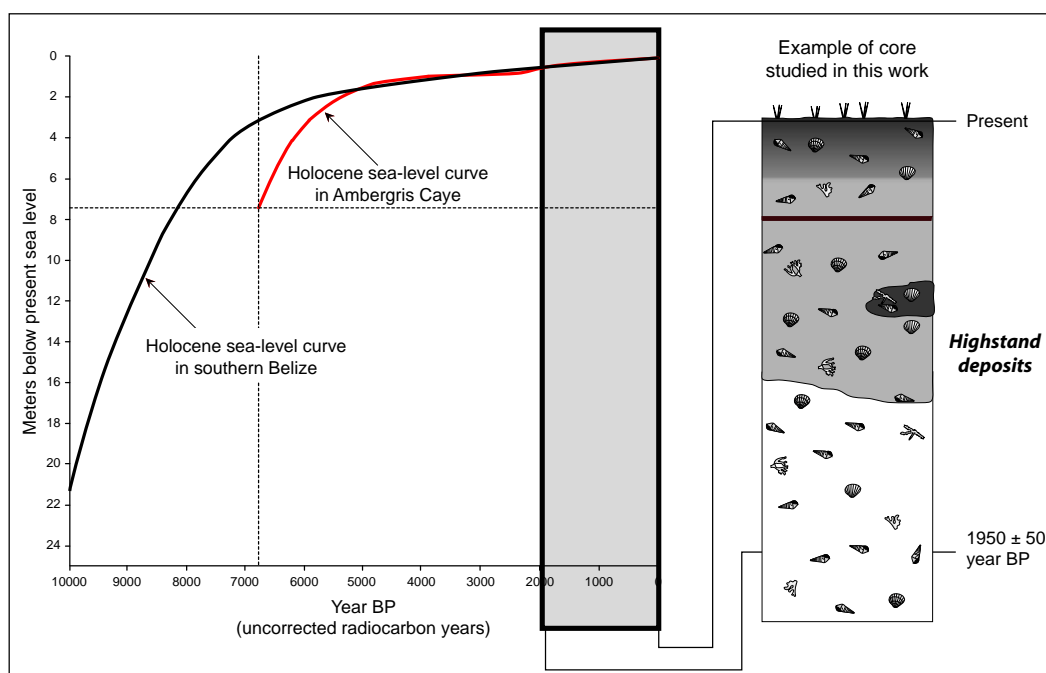


Fig. 1.4 - Courbes de variation du niveau marin durant l'enneigement holocène du substratum pléistocène au nord et au sud du Belize (données respectivement d'après Mazzullo 2006 et Gischler et Hudson 2004) et exemple de l'équivalent sédimentaire acquis par carottage manuel

La répartition sédimentaire au Belize est bien connue et rapportée par les travaux de Pusey (1975), James et Ginsburg (1979), Purdy et Gischler (2003), Mazzullo (2006), entre autres. La littérature traitant de la taphonomie en ces environnements est peu abondante. Reid et al. (1992) et Gischler et Zingeler (2002) font principalement mention de la micritisation dans la baie de Chetumal. Hauser et al. (2008), basés sur la thèse de doctorat de Hauser (2006), fournissent une analyse taphonomique stricte des bivalves des îles récifales au large du Belize. Ce présent travail trouve son originalité dans la description de taphofaciès observés à proximité du continent et soumis à des apports sédimentaires très contrastés.

#### *Remarques*

Les assemblages d'organismes issus de séries sédimentaires d'âges éloignés sont attendus comme étant différents. Malgré une faible comparabilité des organismes, les conditions physico-chimiques des (paléo-)environnements vont imposer des modalités comparables d'inféodation de milieux et au potentiel de préservation de coquilles. La répartition spatiale verticale et horizontale des organismes sur une plateforme est fortement dictée par la distribution de l'énergie hydraulique et la nature du substrat. L'évolution dans le temps de communautés est également dépendante de facteurs de contrôle physico-chimiques. De plus, bien qu'étant de taxons différents, les organismes vont traduire des niches écologiques similaires et disposer d'habitats et de modes de vie comparables. L'étude d'assemblages récents permet de comprendre comment et pourquoi les processus sont actuellement actifs. Les processus responsables peuvent ensuite être transposés dans l'analyse d'assemblages fossiles.

Le chapitre 4 synthétise les principaux facteurs de contrôle de (paléo-)écosystèmes et leur influence sur les communautés benthiques. Il présente les environnements sédimentaires et les environnements de dépôt du Belize et du Jura suisse. Les définitions employées dans ce travail sont les suivantes :

- Les environnements sédimentaires sont soit les domaines à sédimentation dominante carbonatée, soit à sédimentation mixte carbonatée-siliciclastique.

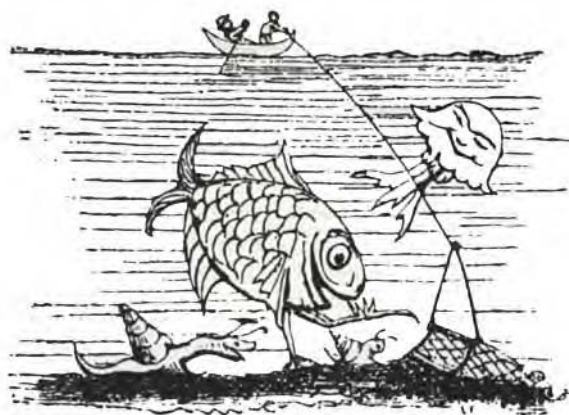
- Les environnements de dépôt décrivent les milieux depuis l'estran tidal au lagon sous influence récifale.

## 1.3 Méthodes de travail

### *Méthodes d'échantillonnage*

Les montagnes du Jura offrent de bonnes conditions d'affleurement. La préservation des microfaciès est élevée du fait d'une déformation tectonique compressive modérée. Durant le travail de terrain, les échantillons ont été prélevés afin qu'ils recouvrent 100% des sections d'étude. Les échantillons rocheux les plus riches en informations ont fait l'objet de plusieurs prélèvements. Les marnes disposent fréquemment de nodules qui ont été prélevés et intégrés dans l'analyse sédimentologique.

Les sédiments non consolidés du Belize ont été extraits par carottage manuel (profondeur du carottier : 1,50 mètres). Grâce à des boîtes plastiques de 6 centimètres sur 3, des échantillons ont été prélevés dans chaque couche sédimentaire identifiée dans les carottes, à l'exception des niveaux coquilliers denses. Ces échantillons sont orientés, imprégnés par de la résine artificielle, puis destinés à être matière de lames minces. Les sédiments de surface de lagons de bathymétrie plurimétrique ont été investigués et obtenus par snorkeling, en sélectionnant les matériaux les plus représentatifs des milieux de dépôt. Ce dernier point est essentiel à respecter pour éviter d'introduire des biais analytiques (Figure 1.5).



**Fig. 1.5** - Illustration non conventionnelle de méthode d'échantillonnage en milieu marin (Edward Forbe's criticism of the dredge - dans Hedgpeth 1957)

### *Méthodes d'analyse sédimentologique et taphonomique*

Ce travail a nécessité de mettre au point une méthodologie commune à l'analyse de matériel fossile et de matériel récent. Elle est basée sur l'observation de résidus de lavage de marnes et de sédiments récents non-consolidés, ainsi que sur l'observation de lames minces faites sur échantillons orientés rocheux et sur

échantillons orientés de sédiments récents (Figure 1.6). Afin d'affiner les analyses, les marnes oxfordiennes et les sédiments holocènes non orientés ont également fait l'objet de lames minces. 272 objets d'analyse ont ainsi été acquis. Les lames minces sont décrites d'après une analyse semi-quantitative de leurs composants squelettiques et suivant les classifications de Folk (1959) et Dunham (1962). Les résidus de lavage de marnes et les sédiments holocènes non consolidés sont triés granulométriquement. Puis, ils sont soumis à une analyse semi-quantitative des allochems (Chapitre 2). Chaque objet d'analyse, composé d'une dizaine à plusieurs centaines de résidus squelettiques, est ensuite soumis à une analyse taphonomique basée sur la description de l'altération des bioclastes. Elle intègre la désarticulation, la fragmentation, la micritisation, la perforation, l'encroûtement et l'usure des bioclastes. L'analyse est semi-quantitative et décrit l'intensité de l'altération (chapitre 3). Elle s'est focalisée sur les bivalves, les gastéropodes, les échinodermes, les coraux. Elle est additionnée d'une estimation de l'altération des algues du genre *Halimeda* et des foraminifères *Peneroplis* dans le cas du Belize et d'une estimation sur les foraminifères agglutinés (*Pseudocyclammina* et *Ammobaculites*) pour l'Oxfordien.

Les travaux menés dans les environnements récents ou sur les accumulations coquillères exceptionnelles sont généralement faits à partir d'une quantification absolue des signatures taphonomiques de chaque échantillon (e.g., Best et Kidwell 2000a, Tomasóvych et al. 2006). Dans le présent travail, une quantification absolue sur les assemblages coquilliers fossiles aurait introduit un biais majeur notamment du fait de sédiments dont

les bioclastes sont de taille et de disposition variables entraînant une capacité d'observation variable. De plus, la capacité d'observation est réduite à deux dimensions et à l'échelle de la lame mince ou de l'échantillon.

Les données acquises par l'analyse taphonomique sont finalement traitées statistiquement grâce au logiciel « R: A Language and Environment for Statistical Computing » (R Development Core Team 2008). Ce traitement permet de construire des taphogrammes quaternaires, de lecture comparable aux taphogrammes ternaies développés par Kowalewski et al. (1995), pour chaque trait taphonomique reconnu sur les différents groupes d'organismes étudiés et pour chaque environnement de dépôt. Le chapitre 7 présente les modalités d'analyse des taphofaciès par traitement statistique, ainsi que les résultats obtenus pour les séries sédimentaires du Jura suisse et du Belize. Une synthèse est proposée en fin de chapitre.

#### Méthode de stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle pour les sections de Vorbourg et Hautes-Roches est tirée, parfois modifiée, d'après Pittet (1996) et Védrine (2007) ; (voir chapitre 5). Concernant les dépôts holocènes, la stratigraphie séquentielle est définie par la reconnaissance des microfaciès et de leur évolution. Les âges obtenus pour douze échantillons par datation au carbone 14, associés aux courbes d'évolution du niveau marin relatif pour l'Holocène du Belize, permettent de confirmer leur position séquentielle (Figure 1.2 ; voir chapitre 6).

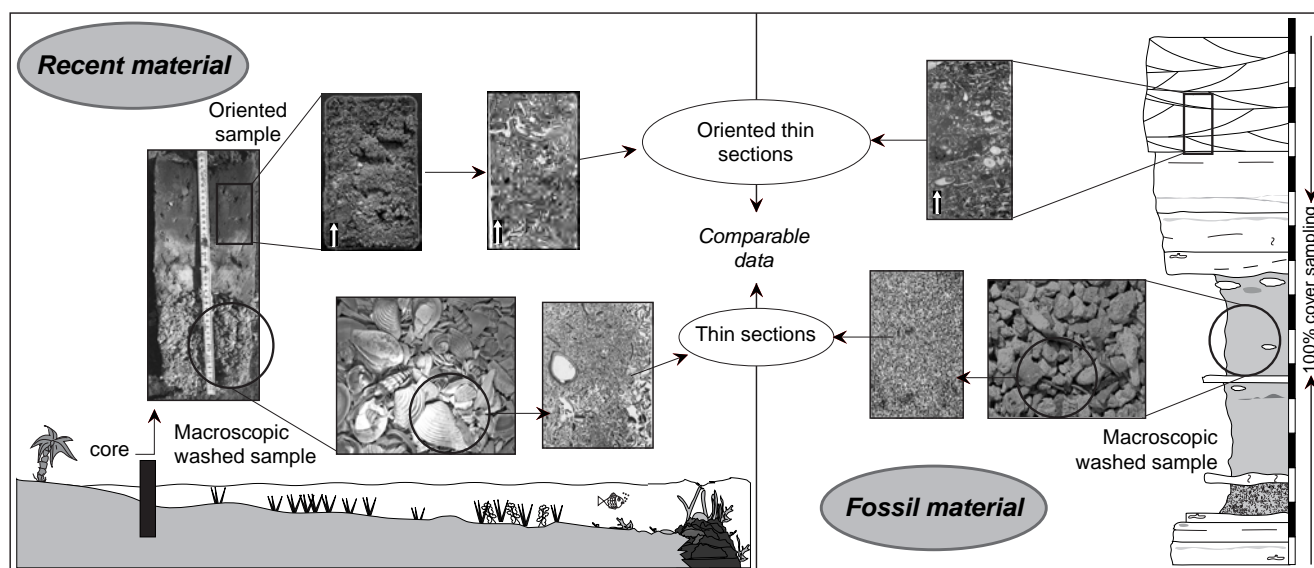


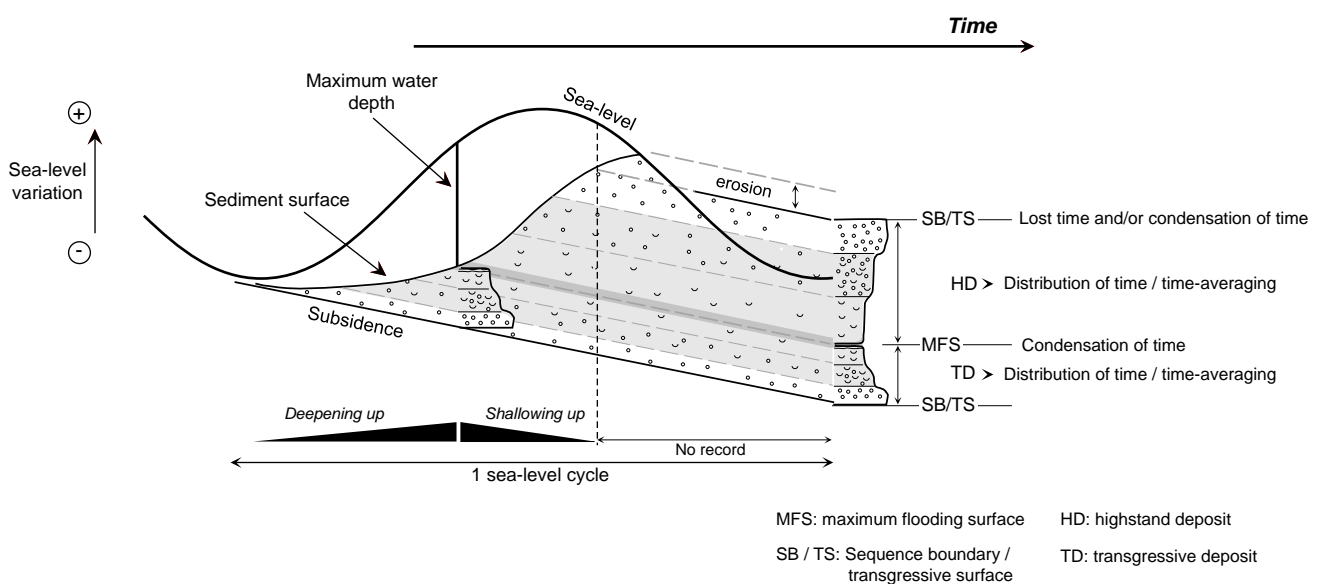
Fig. 1.6 - Méthodologie et préparation d'objets d'analyse adoptés pour effectuer des analyses sédimentologiques et taphonomiques d'assemblages coquilliers benthiques issus de séries sédimentaires récentes et fossiles

L'identification de séquences est faite suivant les principes rapportés par Strasser et al. (1999). Les nomenclatures adoptées par ces auteurs, et basées sur le modèle de Vail et al. (1991), sont conservées dans ce travail. La figure 1.7 montre une séquence sédimentaire dont les faciès traduisent un cycle de variation du niveau marin relatif dont la logique oscillatoire peut être assimilée aux cycles de précession de l'orbite terrestre.

La séquence de dépôt est définie d'après ses limites de séquence (SB). Au-delà, les microfaciès décrivent un cycle d'accroissement et de décroissement de la bathymétrie (deepening-up et shallowing-up). À l'échelle de la séquence élémentaire, Strasser et al. (1999) parlent du plus court cycle de changements environnementaux reconnaissable grâce à l'évolution de faciès. Le début de l'approfondissement met fréquemment en place une surface érosive ravinant les dépôts antérieurs. Cette surface, souvent amalgamée avec la limite de séquence sous-jacente en domaine de plate-forme, est reconnue comme surface transgressive (TS). Au-dessus se déposeront les sédiments identifiés comme issus d'une transgression marine (TD : transgressive deposits). Les microfaciès caractérisant une bathymétrie maximale indique l'ennoiement maximal (MF : maximum flooding). Cet épisode peut dans certains cas aboutir à la formation d'une surface indurée de non dépôt dite surface d'ennoiement maximum (MFS). Suite à cela, le niveau marin relatif va rester haut et les sédiments déposés forment progressivement le dépôt de haut niveau marin (HD). Puis le niveau marin s'abaisse jusqu'à aboutir à une émergence en domaine proximal de plate-forme. Les dépôts de bas niveau marin (LD) vont se former en domaine plus distal.

Sur cette simple séquence, il est d'ores et déjà possible de distinguer l'enregistrement de deux repères temporels distincts. Le premier correspond aux limites de séquence et surfaces d'inondation maximale où l'enregistrement sédimentaire est condensé ou érodé. Le second correspond aux dépôts transgressifs, de bas et de haut-niveau marin où l'enregistrement sédimentaire est distribué et/ou mélangé.

Le mélange temporel de particules mises en place sous une sédimentation d'arrière-fond (background sedimentation) est envisagé par la notion de time-averaging (e.g., Kidwell et Bosence 1991, Flessa et al. 1993, Kowalewski et Bambach 2003 ; voir chapitre 3). Le phénomène est extrêmement commun dans les sédiments de plates-formes carbonatées et sera essentiel à prendre en compte lors de l'analyse intraséquentielle des séries sédimentaires oxfordiennes et béliziennes. Cette analyse cherchera à reconnaître des marqueurs temporels au sein même des dépôts intraséquentiels.



**Fig. 1.7** - Installation d'une séquence de dépôt idéale en domaine de plate-forme, en relation avec un cycle symétrique de variation du niveau marin relatif (modifié d'après Hillgärtner et Strasser 2003 ; basé sur Strasser 1991)





## 2. ANALYSES DE FACIÈS

Le faciès d'un dépôt sédimentaire est l'ensemble des caractères sédimentologiques et biogéniques observables macroscopiquement et microscopiquement. La description de faciès débute sur le terrain par l'identification des principales géométries des couches et ensembles de couches sédimentaires, ainsi que par l'observation de la variation verticale de la teinte, de la texture et de l'érodabilité des couches. Ensuite, est effectuée une analyse du microfaciès en employant la définition fournie par Flügel (2004). Le microfaciès correspond à la texture, aux fossiles, aux figures sédimentaires et aux minéraux déterminés par l'observation sous microscope et/ou loupe binoculaire de lames minces, d'échantillons rocheux complets ou en tranches, et de sédiments non consolidés. L'acquisition de ces données est la base de toute analyse et permet ensuite d'établir un modèle de faciès associé à l'environnement ou au paléoenvironnement de dépôt considéré.

### 2.1 Constituants

#### 2.1.1 Grains non-squelettiques

##### *Péloïdes*

Les péloïdes sont des amas inframillimétriques micritiques de forme elliptique, parfois sub-anguleux, à sphérique d'origine fécale, détritique ou précipitée *in situ* (Macintyre 1985). Neuf modes de formation sont répertoriés par Flügel (2004) : par voie fécale, algaire, par bioérosion, par remaniement de boue carbonatée consolidée, par préservation de moule interne de fossiles, par micritisation de bioclastes, par recristallisation fine de grains carbonatés, par action microbienne et par précipitation chimique *in situ*. Les péloïdes sont fréquents dans les eaux peu profondes d'environnements carbonatés tropicaux et bien représentés dans l'Oxfordien du Jura suisse et dans les plates-formes actuelles du Belize.

Les types identifiés dans l'Oxfordien sont principalement issus de la micritisation et/ou du démantèlement de bioclastes (voir également Samankassou et al. 2005). Cette micritisation affecte principalement les foraminifères agglutinés et certains mollusques. Des péloïdes d'origine microbienne sont présents dans la section de Vorbourg et au sommet de la section de Hautes-Roches. Localement dans ces sections s'observent des péloïdes issus de boue carbonatée remaniées, ainsi que des péloïdes nés du comblement de porosités de moules internes de bioclastes (Planche 1/3). Il n'y a pas d'évidence nette de péloïdes d'origine fécale.

Au Belize, les péloïdes sont majoritairement issus de la micritisation de bioclastes. Des péloïdes formés par remaniement de boue carbonatée se dispersent localement dans certains sédiments.

La nomenclature employée dans ce travail conservera l'indication de l'origine des péloïdes, et sera :

- Péloïdes reliés à la micritisation.
- Péloïdes microbiens.
- Péloïdes de comblement de porosité.

Les péloïdes issus du remaniement de boue carbonatée seront décrits comme appartenant aux intraclastes.

##### *Ooïdes*

Les ooïdes sont des grains sphériques voire elliptiques, inframillimétriques à millimétriques formés par des processus physico-chimique probablement associés à une bioinduction (Brehm et al. 2004). Ils se composent d'un cortex cristallin à croissance concentrique ou radiaire, accrété autour d'un nucléus de nature variable (e.g., bioclaste, péloïde, quartz). Les ooïdes témoignent généralement d'une mise en place en eaux peu profondes, agitées, relativement chaudes, saturées ou sursaturées en carbonate de calcium (Tucker et Wright 1990, Flügel 2004). Sur la base de la morphologie interne du cortex, Strasser (1986)

défini six types d'ooïdes et les relie à des conditions environnementales particulières suivant un gradient de salinité et/ou d'hydrodynamisme croissant. Les types 2 et 3 ont été observés dans les sections oxfordiennes. Le type 2 présente un cortex micritique, plus ou moins laminé, de forme et de taille irrégulières, où s'intercalent communément des stades d'oncoïdisation. Il caractérise un environnement de lagon faiblement agité où s'installent des cyanobactéries. Les ooïdes de type 3 possèdent un cortex à fines laminations composées de cristaux à croissance radiaire (Planche 1/1) ; leur diamètre moyen est de 0,5 mm. Ils indiquent un environnement marin soumis à des épisodes de haute énergie. Les ooïdes étant aisément remaniés, il est possible de trouver des ooïdes caractéristiques d'environnement de haute énergie dans des milieux peu agités.

Aucun ooïde n'a été relevé dans les échantillons prélevés au Belize.

La nomenclature employée dans ce travail sera :

- Ooïdes micritiques (type 2 de Strasser 1986).
- Ooïdes radiaires (type 3 de Strasser 1986).

#### ***Oncoïdes***

Les oncoïdes sont des grains millimétriques composés d'un nucléus de nature variable entouré d'une enveloppe principalement bioinduite de forme arrondie, onduleuse ou lobée. Quatre types d'oncoïdes ont été définis par Védrine et al. (2007) pour l'Oxfordien du Jura suisse, en se basant sur la structure interne du cortex. Les différentes morphologies témoignent d'une mise en place dans des environnements particuliers dont le facteur de contrôle dominant est l'énergie hydraulique du milieu. Dans ce présent travail, seuls les oncoïdes de type 2 définis par Védrine et al. ont été observés (Planche 1/2). Il s'agit d'oncoïdes elliptiques lisses à laminations internes micritiques de formes irrégulières et tronquées. Les lamines contiennent fréquemment le foraminifère encroûtant *Bulloporella* sp. ainsi que des serpules. Ces oncoïdes caractérisent un milieu de lagon ouvert, soumis à des épisodes de forte énergie hydraulique. Les oncoïdes indiquent un taux de sédimentation faible qui permet les encroûtements.

#### ***Intraclastes***

Les intraclastes sont des fragments de sédiment, partiellement ou totalement consolidés, remaniés et déposés dans une zone de faciès quasiment similaire à celui de l'intraclaste. Ils indiquent l'érosion et le remaniement d'un substrat dans un environnement influencé par des courants, des vagues et/ou des marées (Flügel 2004). Cela s'effectue majoritairement au niveau des barres tidales et dans les chenaux tidales.

#### ***Roches, lithoclastes et galets noircis***

Certains horizons sédimentaires des sections oxfordiennes dévoilent une teinte noire particulière, distribuée variablement depuis l'échelle du grain à l'échelle de la roche. À l'échelle du grain, deux types sont présents dans nos sections. Le premier correspond à des grains carbonatés inorganiques ou organiques noircis ; principalement des ooïdes, des oncoïdes et des foraminifères. Le sédiment encaissant est fréquemment enrichi en sulfures de fer, et contient également une partie de grains non noircis. Le second type est représenté par des lithoclastes noirs, plus ou moins émoussés, incorporés par exemple dans des niveaux de tempête (Hautes-Roches). Enfin, à l'échelle de la roche s'observent des noircissements concentriques plus ou moins complets du sédiment qui la compose. La coloration affecte alors les grains carbonatés et la matrice.

Ces noircissements particuliers sont attribués par Strasser et Davaud (1983) à des dépôts intertidaux, voire supra- à subtidiaux, ayant subi une imprégnation de matière organique dans un environnement réducteur et légèrement alcalin. Ces conditions favorisent l'adsorption et la maturation de la matière organique dans les cavités microcristallines de grains carbonatés. Selon les conditions environnantes, la cimentation du matériel peut se faire assez rapidement pour qu'il soit préservé. La percolation de l'eau en zone intertidale est une condition favorable à cette cimentation. Le remaniement d'un tel sédiment peut aboutir à la formation de lithoclastes noircis ou à l'individualisation de bioclastes noircis. L'observation conjointe de grains noircis et de grains de teinte normale est expliquée par Strasser et Davaud (1983) comme résultant d'un remaniement de grains imprégnés de matière organique dans un contexte d'érosion côtière où ils se trouvent mélangés avec des grains non noircis. Enfin, l'aspect concentrique du noircissement à l'échelle de la roche est dû à l'altération actuelle des affleurements qui provoque une progressive réoxygénation de sédiments totalement noircis.

### **2.1.2 Grains squelettiques**

Ils peuvent se présenter comme des fossiles entiers ou à l'état de bioclastes.

#### ***Gastéropodes***

Les gastéropodes sont des mollusques à coquille univalve plane à hélicoïdale, généralement de composition aragonitique. Ils sont abondants dans les environnements de plates-formes carbonatées. La plupart se déplacent dans ou sur le sédiment, et possèdent un régime détritivore, herbivore, carnivore, voire suspensivore (Aberhan 1994, Flügel 2004).

Les gastéropodes relevés dans les sections oxfordiennes sont tous à l'état de moule interne, du fait de la dissolution de la coquille aragonitique. Les analyses taphonomiques pour ces organismes dans l'Oxfordien sont sujettes à caution et ne seront pas traitées statistiquement. Il est cependant intéressant de noter que les moules des gastéropodes indiquent une préservation entière de l'animal, c'est-à-dire que la coquille n'a pas été fragmentée après sa mort. Dupraz (1999) a reconnu certaines espèces de larges gastéropodes, préservées à l'état de moule interne, comme étant des brouteurs du genre *Bourguetia* (Planche 3/1).

Concernant le Belize, les gastéropodes y sont bien représentés, et permettent d'effectuer une analyse taphonomique efficace. On trouve le plus fréquemment des cérithes, notamment des genres *Cerithium* et *Batillaria*, des nérîtes et des gastéropodes des genres *Modulus*, *Strombus* et *Bulla* (Planche 3/2 à 3/6).

### **Bivalves**

Ces mollusques disposent d'un squelette externe calcitique, aragonitique ou de minéralogie mixte, formé de deux valves articulées. Ils constituent une part importante des communautés d'environnements carbonatés où ils sont représentés par une large variété d'espèces. L'étude de leur distribution, de leur position dans le substrat, de leur abondance est un outil utile à la reconstitution de paléoenvironnements.

Dans les sections oxfordiennes sont trouvés des inocérames, des huîtres (Planche 2/1), des moules internes de *Pholadomya* et des bivalves perforants responsables de l'ichnogène *Gastrochaenolites* (Planche 2/3). Les bivalves contenus dans les marnes de la section de Hautes-Roches peuvent être décrits selon trois morphotypes principaux dont la diagnose est délicate du fait d'une très mauvaise préservation (Fürsich, communication personnelle).

- Le morphotype 1 correspond à une coquille ovoïde, millimétrique, relativement épaisse et convexe, dépourvue d'ornementation. Il représente des bivalves de type astartes. Ces bivalves sont des fouisseurs vivant en position peu profonde dans le sédiment (Planche 2/2).

- Le morphotype 2 est caractérisé par une coquille plus fine, plus large et moins convexe que celle des deux autres morphotypes. Il présente des ornements variés. Ce morphotype regroupe plusieurs espèces qui n'ont pas pu être déterminées et correspondent probablement à des endobiontes suspensivores.

- Le morphotype 3 a une coquille millimétrique, ovoïde, assez épaisse et convexe et ornée de larges côtes concentriques. Ces bivalves sont probablement des fouisseurs vivant en position peu profonde dans le sédiment.

Les bivalves des dépôts holocènes du Belize sont principalement représentés par des tellines, des chiones, les genres *Codakia*, *Brachidontes* et *Anomalocardia* (Planche 2/4 à 2/7).

### **Brachiopodes**

Ces organismes marins sessiles sténohalins vivent classiquement attachés par un pédoncule sur des fonds marins indurés ou fermes, voire sur des irrégularités dures du substrat. Ils se nourrissent des particules en suspension dans l'eau et affectionnent les eaux marines à salinité constante (Flügel 2004). Ils vivent généralement dans des environnements avec un taux de sédimentation faible à modéré (Aberhan 1994). Dans les sections oxfordiennes, seuls des types articulés sont observés, attribuables aux térébratules, et seront décrits uniquement en fonction de leur taille.

### **Échinodermes**

Les échinodermes sont constitués de nombreux articles carbonatés fréquemment retrouvés dans les sections oxfordiennes, où ils sont représentés par des oursins, des crinoïdes, des astéries et des ophiures. Au Belize, seuls quelques spicules d'oursin ont été constatés dans les échantillons.

#### **- Oursins**

Les fragments d'oursins des dépôts oxfordiens sont attribuables à des oursins réguliers épibenthiques. Aucun oursin entier n'a été retrouvé. Les articles sont principalement des radioles, des fragments de plaques ambulacraires, ainsi que des rotules et des pyramides d'appareils masticateurs. Pour le cas du Jura, 8 morphotypes de radioles ont été discriminés. Toutefois, cela n'implique pas la présence de 8 espèces différentes puisqu'une espèce peut posséder des radioles de morphologie variable (Hess 1975). Ces morphotypes n'ont pu être reconnus que dans les niveaux marneux où ils sont plus facilement déterminables qu'en lame mince.

Les radioles d'oursins des échantillons holocènes du Belize appartiennent à des oursins réguliers épibiontes.

#### **- Crinoïdes**

Les crinoïdes sont des organismes sessiles ou vagiles. Ils filtrent les particules en suspension dans l'eau de mer, et présentent des affinités pour les zones soumises à un courant relativement fort (Sorokin 1995). Ils disposent d'une capacité à s'installer sur différents substrats, également les substrats mous, et constituaient des vastes champs au Mésozoïque (Sprinkle et Guensburg 1995). Les sections oxfordiennes analysées dans ce travail sont riches en crinoïdes entièrement

désarticulés. Cela témoigne d'un remaniement et d'un transport par des courants.

#### - Ophiures

Les fragments d'ophiures sont relativement abondants dans les sections de l'Oxfordien. Ces organismes peuvent être soit suspensivores, soit détritivores, soit prédateurs (Sorokin 1995). Dans l'actuel, ils sont observés sur les crêtes récifales, sur les substrats durs à topographie irrégulière, mais également dans des environnements plus boueux où ils s'attachent sur d'anciennes coquilles ou parties dures. Ils tolèrent une gamme de salinité relativement large (Aronson et Harms 1985). Les articles observés dans l'Oxfordien sont principalement des vertèbres brachiales et des plaques madréporiques. Aucune ophiure complète n'a été observée.

#### - Astéries

Ce sont des organismes vagiles, épibenthiques, carnivores et parfois détritivores. Elles sont peu exigeantes et s'adaptent facilement à différentes conditions de vie marine, sur substrat sableux, rocheux ou en herbier (Sorokin 1995). Les dépôts marneux oxfordiens contiennent communément des fragments d'astéries, notamment des plaques ambulacraires marginales. Aucune astérie complète n'a été observée.

Des étoiles de mer progressaient sur le fond des lagons sableux en zones d'herbier au Belize. Cependant, aucun fragment n'a été trouvé dans les échantillons prélevés.

#### *Ostracodes*

Les ostracodes sont des petits crustacés vivant dans divers environnements aquatiques ; les espèces reconnues permettent de témoigner d'un environnement lacustre ou marin.

La détermination taxonomique dans l'Oxfordien n'a pas pu être effectuée sur l'intégralité des sections du fait d'une capacité d'observation différente selon que l'on étudie une lame mince ou un résidu de lavage de marnes. Dans les marnes de la base de la section de Hautes-Roches, des ostracodes de type *Cypridea* ont été identifiés. Ils traduisent une tendance aux environnements lacustres. Les ostracodes des marnes de la section de Vorbourg sont trop altérés pour qu'une détermination puisse être faite. Enfin, dans les nodules de certains horizons oxfordiens, des accumulations particulières d'ostracodes sont observées.

Les sédiments du Belize sont riches en ostracodes. Lors de ce travail, il n'a pas été jugé utile de déterminer les espèces. Le lecteur intéressé pourra se référer à l'inventaire dressé notamment par Teeter (1975).

#### *Bryozoaires*

Les bryozoaires sont des organismes filtreurs coloniaux. Des formes branchues ou encroûtantes affectionnent divers milieux en fonction de l'énergie hydrodynamique. Les milieux de haute énergie seront plus favorables au développement de formes encroûtantes, tandis que les formes branchues peuvent s'installer préférentiellement dans des environnements plus calmes (McKinney et Jackson 1991). Les formes branchues abondent dans les marnes oxfordiennes, tandis que les niveaux calcaro-marneux à calcaires seront dominés par des formes encroûtantes : c'est notamment le cas de bryozoaires définis sous le nom de groupe *Berenicea*.

Les bryozoaires du Belize se présentent sous une forme encroûtant les surfaces coralliennes, les thalles d'angiosperme du genre *Thalassia* et plus rarement les bivalves.

#### *Coraux*

Bien que des eaux froides et profondes puissent convenir à certaines espèces, les coraux sont des organismes bioconstructeurs complexes qui affectionnent particulièrement les eaux chaudes et oligotrophiques de zones subtropicales à tropicales. Ces animaux sont l'armature de nombreuses zones côtières et l'on peut y voir une diversité spécifique très grande. Le travail de doctorat de Dupraz (1999) a décrit les scléactinaires de l'Oxfordien du Jura suisse et l'évolution des communautés récifales lors de variations du niveau marin relatif et du climat. Cette thèse sert de référence concernant la description des coraux de la section de Hautes-Roches. Dans l'intervalle considéré, seul le sommet de la coupe présente des tapis coralliens. Au cours de l'Oxfordien, aucune vraie barrière récifale ne s'est établie ; des récifs en patch constituaient le relief des paléofonds marins (Pittet 1996).

La barrière récifale du Belize est un lieu de foisonnement animal et végétal qui s'étend sur environ 250 kilomètres de long. Ce travail ne portant pas sur les communautés récifales, un renvoi à la littérature est conseillé (e.g., Rützler et Macintyre 1982, Mazzullo et al. 1992, Purdy et Gischler 2003). Les coraux considérés dans cette présente étude sont à l'état de débris, accumulés dans les zones d'arrière-récifs. Aucune considération taxonomique n'a été faite.

#### *Serpules*

Les serpules sont des annélides filtreurs sessiles qui logent dans un tube calcitique, aragonitique ou de composition mixte, qu'ils sécrètent à mesure de leur croissance. Elles ont un comportement principalement grégaire et sont tolérantes à diverses conditions

environnementales. Ainsi, on peut les observer sous différentes températures, salinités et sur divers substrats (Flügel 2004). Dans l'Oxfordien, les serpules ont été observées soit à l'état de débris isolés dans le sédiment, soit encroûtant les cavités de coraux (Planche 8/2) ou les coquilles de mollusques ((Planche 7/4). Dans les marnes de Hautes-Roches abonde en certains niveaux une forme particulière composée de fragments de tubes enroulés associés à des microbialites. Ces fragments proviennent probablement de petits récifs de serpules démantelés (Planche 8/1).

Deux formes principales de serpules sont présentes dans les échantillons du Belize, dépendant du substrat. Les coquilles de mollusques sont encroûtées par des serpules de petite taille, tandis que les fragments de coraux qui offrent un plan d'ancrage plus large voient s'installer de longues serpules (Planche 6/2 et 6/5). Aucune considération taxonomique n'a été faite.

Les serpules observées sous forme encroûtante sont prises en compte lors de l'analyse taphonomique contrairement aux serpules isolées dans le sédiment.

### *Éponges*

Les éponges sont des organismes filtreurs sessiles, relativement rares dans les sédiments présentés dans ce travail et ne retiendront pas notre attention outre mesure. Elles sont représentées par des éponges pharéronides et des sclérosponges.

Les éponges pharéronides disposent d'un corps auriculé de petite taille dont la surface au microscope dessine un labyrinthe lié à la structure tissulaire du squelette (Basile et al. 1984). Elles sont rarement et uniquement observées dans la section de Vorbourg.

Les sclérosponges sont reconnues dans le sommet de la section de Hautes-Roches et se présentent à l'état de mégasclères groupées et préservées *in situ* dans les cavités de tapis coralliens. Elles correspondent au type de desmosponges non-rigides décrit par Helm et Schülke (2006) pour l'Oxfordien de l'Allemagne du nord-ouest (Planche 1/4).

Au Belize, des spicules en silice sont observés, principalement dans l'aire de Placencia ou dans le lagon intra-insulaire de San Pedro (Ambergris Caye). Elles sont fréquemment imbriquées dans les résidus végétaux de mangroves. Des perforations attribuables à des éponges du genre *Cliona* sont fréquemment trouvées sur les débris de mollusques de lagon ouvert.

### *Foraminifères*

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires inframillimétriques voire centimétriques, adaptés à tout type de milieux aquatiques (e.g., fonds marins profonds, lagons, estuaires, marais). Le seul paramètre qui semble limiter leur expansion est la salinité. Après avoir été classés au 5<sup>ème</sup> siècle avant J.C. par Hérotode parmi les restes d'un repas mal digéré, puis dans l'embranchement des mollusques au 18<sup>ème</sup> siècle, les foraminifères ont été considérés par Alcide d'Orbigny (1826) qui a mis en œuvre la première classification de ces protistes rhizopodes, basée sur la morphologie du test des individus (Debenay et al. 1996). Cette morphologie reste actuellement le critère principal de détermination taxonomique. Dans notre travail, seuls quelques genres ont été sélectionnés pour leur importance dans l'étude taphonomique. Les taphofaciès de sédiments riches en foraminifères sont tributaires de la nature des tests de ceux-ci. Nous distinguerons principalement des tests agglutinés et carbonatés.

#### – Les tests agglutinés

Ils sont issus de l'accumulation de grains prélevés dans le sédiment. Dans les sections oxfordiennes, ils sont représentés par le genre *Pseudocyclamina* qui est fréquemment associé à de larges individus du genre *Ammobaculites*. Les foraminifères agglutinants feront l'objet d'une discussion dans le chapitre 5.

#### – Les tests carbonatés

La plupart de ces tests sont constitués de calcite, plus ou moins magnésienne, associée à une trame organique. Quelques espèces ont leur test composé d'aragonite. À l'observation on peut distinguer deux tests carbonatés différents, à savoir les tests porcelanés et les tests hyalins.

Lors de l'observation à la loupe binoculaire, les tests porcelanés apparaissent imperforés, opaques et généralement blancs. Cet aspect est dû à la succession de trois couches cristallines constitutives. Dans les dépôts oxfordiens et holocènes étudiés, ils sont principalement représentés par des miliolines, dont le genre *Peneroplis* qui entre dans l'étude taphonomique du Belize (Planche 9/8 à 9/10).

Lors de l'observation à la loupe binoculaire, les tests hyalins apparaissent transparents, de couleur blanchâtre plus ou moins ocre. Cet aspect est dû à la succession de 5 couches constitutives. Des pores peuvent s'observer perpendiculairement à ces couches. Ils jouent un rôle dans l'osmorégulation. Dans les dépôts oxfordiens et holocènes étudiés, ils sont principalement représentés par des lenticulines.

### Algues

Les algues oxfordiennes reconnues sont exclusivement benthiques et identifiées grâce à la calcification de leur structure. Elles sont rares dans les dépôts étudiés et représentées par :

#### – Les dasycladales

Ce sont des algues vertes unicellulaires qui s'attachent sur des substrats mous à fermes à l'aide de rhizoïde et dont la tige précipite un manchon aragonitique externe. Elles apprécient généralement les environnements aquatiques relativement chauds, à salinité normale et peu agités (Flügel 2004). Quelques fragments de thalles s'observent dans les sections étudiées, mais leur rareté et leur médiocre préservation ne permettent pas de les déterminer.

#### – Les charophytes

Ces algues vertes sont érigées et branchues. Elles vivent dans les eaux douces à saumâtres et ont une large répartition géographique. Elles disposent d'organes reproducteurs sphériques à ellipsoïdaux, à l'intérieur desquels se calcifie une couche cellulaire dite gyrogonite. Les gyrogonites sont de taille inframillimétrique et sont facilement remaniées et transportées depuis les environnements côtiers vers les eaux plus marines. Elles apparaissent dans les niveaux de base de la section de Hautes-Roches.

– Le sommet de la section de Vorbourg présente un fragment correspondant probablement à une cyanobactérie calcifiante. Sa préservation ne permet pas d'en faire une diagnose efficace, toutefois sa morphologie se rapproche des descriptions fournies par Dupraz (1999) qui a indiqué la présence d'algues « cayeuxides » dans les dépôts de l'Oxfordien supérieur (Planche 1/5).

Les lagons ouverts du Belize sont peuplés d'algues corallines encroûtantes, ainsi que des articulées du genre *Corallina*. Des algues productrices d'aragonite du genre *Penicillus* sont communes. Les lagons sont le siège d'une zonation végétale composée d'algues et d'angiospermes, avec depuis la zone proximale vers la zone distale :

Un herbier fin composé de *Synrigodium filiforme*.

Un herbier plus grossier à *Thalassia testudinum* où s'associent les algues rouges corallines du genre *Melobesia*.

Un herbier grossier à *Thalassia testudinum*, *Melobesia* sp. et riche en algues calcifiées du genre *Halimeda*.

Seules les algues des genres *Halimeda* et *Corallina* sont considérées dans ce travail. Les algues sélectionnées, ainsi que les *Penicillus*, jouent un rôle essentiel dans la production de boue carbonatée dans les lagons subtropicaux à tropicaux. De plus, elles sont un élément essentiel de la signature taphonomique d'un assemblage.

#### – *Halimeda*

Les algues du genre *Halimeda* sont des chlorophycées productrices d'aragonite, qui abondent dans les eaux chaudes peu profondes subtropicales à tropicales (Flügel 2004). Leur thalle est constitué de nombreux segments plats, articulés et calcifiés (Planche 9/1 à 9/7). Une fois désarticulées, ces plaques sont déposées directement ou transportées jusqu'à des distances importantes. En effet, au Belize, leur présence est constatée depuis les lagons ouverts jusqu'aux estrans.

#### – *Corallina*

Ces algues rouges sont des formes articulées non encroûtantes. Elles produisent un thalle formé de filaments calcifiés (calcite) qui sépare un ensemble de cellules, le tout donnant un aspect très caractéristique en lame mince (Planche 10/8). Les corallines sont relativement ubiquistes.

#### *Diatomées*

Les diatomées sont des algues unicellulaires siliceuses adaptées à une large gamme d'environnements aquatiques et à grande répartition géographique. Des frustules siliceuses sont communément trouvées au Belize dans les lagons ouverts de l'aire de Placencia.

#### *Angiospermes*

Les herbiers composés des *Thalassia* et *Synrigodium* sont des éléments essentiels des lagons où ils couvrent des surfaces considérables (jusqu'à 22,2% au Belize selon Rützler et Macintyre 1982). Ils constituent un lieu de nourriture et de vie pour beaucoup d'espèces, ainsi qu'un lieu à sédimentation particulière. En effet, relativement au domaine hors de l'herbier, la taille moyenne des particules y est plus grande, la teneur en matière organique plus élevée, la capacité à retenir du sédiment est accrue et enfin ces lieux ont une influence sur l'altération de squelettes carbonatés (e.g., Raffaelli et Hawkins 1996, Perry 1999). Les macrophytes induisent également un effet de rhizoturbation.

#### *Micro-organismes encroûtants*

Les formes encroûtantes des communautés récifales de l'Oxfordien supérieur du Jura suisse ont été bien décrites par Dupraz (1999). Dans les sédiments des sections de Hautes-Roches et Vorbourg ont été identifiés les organismes suivants :

– *Lithocodium aggregatum*

Le genre *Lithocodium*, exclusivement fossile, a fait l'objet de différentes attributions taxinomiques. Lors de sa première description, il est classé par Elliott (1956) parmi les algues codiacées. Schmid et Leinfelder (1996) constatent principalement des traits caractéristiques de foraminifères de l'ordre des *Lituolida*. Enfin en 2006, Cherchi et Schroeder suggèrent que cette forme encroûtante témoigne de colonies de cyanobactéries calcifiantes. Quelle que soit la phylogénie de cet organisme, les auteurs s'accordent à en faire un indicateur de milieu peu profond, bien éclairé, à faible turbidité.

– *Troglotella incrustans*

Il s'agit d'un foraminifère lituolinid cryptique (Planche 7/5) qui vit sur un substrat carbonaté où il s'ancre par perforation (Schmid et Leinfelder 1996). Il est communément trouvé en association avec *Lithocodium*.

– *Bulloporella* sp.

Ce foraminifère sessile, cryptique, à test carbonaté hyalin, vit préférentiellement attaché dans les cavités coralliennes (Helm et Schülke 2006), sur les faces inférieures de bioclastes (Reolid et Gaillard 2007) ou associé au sein des cortex d'oncoïdes (Védrine et al. 2007).

– Foraminifère nubéculaire

Ces organismes sessiles benthiques (Planche 7/7), à tests porcelanés, sont fréquents dans les communautés récifales où ils participent aux constructions microbialitiques en se positionnant préférentiellement sur les faces supérieures de substrats biogènes (Olóriz et al. 2003a). Ils tolèrent diverses bathymétries et leur distribution est probablement contrôlée par un milieu oligotrophe (Gradziński et al. 2004, Helm et Schülke 2006).

– *Placopsilina* sp.

Ils sont des foraminifères benthiques, sessiles, vivant attachés sur un substrat biogène dans des environnements peu profonds (Planche 7/6). Ils fabriquent leur test en agglutinant des grains de quartz voire des spicules d'éponges, et affectionnent les surfaces supérieures des substrats (Bosellini et Papazzoni 2003).

– *Tubiphytes* sp.

Diverses affinités ont été proposées pour le genre *Tubiphytes* par différents auteurs, puis rapportées par Riding et Guo (1992), à savoir avec les cyanobactéries, les hydrozoaires, les rhodophycées, les éponges, les foraminifères (Schmid et Leinfelder 1996). Quelle que soit cette forme, elle témoigne d'un environnement

relativement hétérotrophe, appauvri en oxygène, confiné et sciaphile (Dupraz 1999, Olivier et al. 2007).

Concernant le Belize, seuls les organismes encroûtants observés par échantillonnage seront considérés, excluant ainsi bon nombre d'organismes vivants effectivement dans les environnements de la plate-forme. Il s'agit de bryozoaires, de serpules, de rhodophycées et du foraminifère *Homotrema rubrum*.

– *Homotrema rubrum*

Il s'agit d'un foraminifère sessile, benthique, qui présente une arborescence et une teinte rouge caractéristiques (Planche 6/2 et 6/3). Il apprécie les eaux chaudes et peu profondes, et peut acquérir différentes morphologies, réparties en fonction de l'énergie hydraulique du milieu (e.g., Hauser et al. 2008, Perry et Hepburn 2008).

**Calcisphères**

Les calcisphères sont des particules micrométriques sphériques à paroi calcitique. Au Mésozoïque, elles sont communes dans les dépôts pélagiques (Flügel 2004). Ici les calcisphères sont observées en association avec des dasycladales, reflétant leur origine commune.

## 2.2 Matrice sédimentaire

La notion de matrice prise au sens de Bathurst (1971) définit le matériel qui s'est déposé mécaniquement entre les particules d'un sédiment. Elle exclut tous processus de précipitation, de recristallisation qui engendrent le ciment d'une roche. Des confusions des termes sont fréquemment constatées. Ici, le terme de matrice sera utilisé pour décrire les matériaux originels intergranulaires qui se sont mis en place de façon pénécotemporaine à l'installation des particules constitutives du sédiment. La matrice est généralement composée de carbonate microcristallin, ou micrite, qui possède diverses origines. Les micrites authigènes, dites automicrites, correspondent à diverses formations de carbonates *in situ*, liées ou non à une activité bactérienne, microbienne ou algale (e.g., whiting, évaporites, tapis microbiens, tufs). Les pores d'un sédiment peuvent également être comblés suite au démantèlement et au transport d'anciennes particules carbonatées par ce que l'on appelle une allomicrite (Wolf 1965). Dans les environnements sédimentaires soumis à un fort apport de matériaux silicatés, les argiles constituent une fraction importante de la matrice. Des plages microsparitiques s'observent dans les sections oxfordiennes. Elles possèdent une origine diagénétique précoce. Flügel (2004) intègre la notion de microsparite dans la définition de la matrice.

### 2.2.1 Automicrite

Dans ce travail, seront considérées comme automicrite, les plages de carbonate microcristallin caractérisant une action bioinduite *in situ*. Aucune automicrite inorganique n'a été mise en évidence, du fait d'une absence d'investigation approfondie.

Certaines textures micritiques permettent de discriminer une origine biologique. Dans notre cas d'étude, on peut reconnaître :

- Une micrite flocculeuse voire péloïdale, plus ou moins dispersée dans le sédiment, parfois horizontalement agencée et se distinguant de la micrite environnante par une teinte plus sombre. Elle peut s'observer en périphérie de bioturbation. Il s'agit d'une micrite d'origine microbienne. Elle participe à la stabilisation du sédiment.

- Une texture micritique sombre dense, laminée voire colonnaire. Elle correspond à la formation de microbialites de types cryptique, thrombolitique ou stromatolitique (Riding 1991). Ces textures sont bien décrites pour les récifs oxfordiens d'Europe occidentale, entre autres par les travaux de Dupraz (1999), Dupraz et Strasser (2002), Olivier et al. (2003, 2004).

- Une texture laminée liée à la calcification de cyanobactéries. Étant observée uniquement en surface de zone supratidale au Belize, cette micrite ne sera pas considérée outre mesure.

- La micrite issue des activités de micritisation sera considérée comme automicrite.

### 2.2.2 Allomicrite

Dans les domaines de lagons sous climat subtropical à tropical, l'allomicrite est fréquemment mise en place sous l'effet de tempête via des processus de mise en suspension, de transport et de resédimentation (e.g., Sprachta et al. 2001).

## 2.3 Structures sédimentaires

Les séries sédimentaires considérées dans ce travail montrent une faible diversité de figures sédimentaires. Elles sont dominées par des dépôts de tempêtes dans l'Oxfordien. Un modèle en est proposé dans le chapitre 5. La distribution des figures de courant et de vagues au Belize n'a pas été considérée. Les principales structures sédimentaires reconnues dans l'Oxfordien et l'Holocène sont soit liées à des processus mécaniques, soit bioinduits.

### 2.3.1 Structures abiotiques

#### *Structures géopétales*

Elles correspondent au comblement de cavités, ici principalement intrasquelettiques, par divers matériaux agencés parallèlement à la surface sédimentaire. En base de cavité s'observe généralement de la micrite plus ou moins enrichie en bioclastes. Le sommet des cavités est fréquemment comblé de ciment sparitique grossier. Cela témoigne du dépôt de matériel au fond d'une cavité dont le sommet laissé vide sera ultérieurement comblé de ciments (Planche 4/4 et 4/5). Dans la majorité des cas reconnus, ces structures traduisent une installation rapide, comme dans le cas de dépôts de tempête (Flügel 2004). Dans le cas de cavités coralliennes, les structures géopétales peuvent correspondre au comblement progressif de vides soit par du sédiment fin, soit par de la micrite d'origine microbienne.

#### *Structures d'ombrelles*

Elles sont observées uniquement dans les sections oxfordiennes. Elles correspondent au remplissage par du sédiment et/ou du ciment de coquilles, généralement de bivalves, disposées avec la convexité orientée vers le haut. Ces coquilles offrent des cavités abritées où s'infiltre de la boue. Lorsque ces structures sont conservées, cela indique qu'elles n'ont pas été remaniées après leur mise en place et ont donc rapidement été enfouies en dessous de l'étage de mélange sédimentaire.

#### *Laminations planes parallèles*

Ce type de figures sédimentaires est rarement observé et uniquement décrit pour la section de Hautes-Roches. Ces laminations sont associées à une mise en place sous l'impulsion de courants de haute-énergie, et s'inscrivent en sommet de dépôts de tempête.

#### *Structures granodécroissantes*

Dans les séries sédimentaires étudiées les séquences granodécroissantes sont attribuables à des dépôts de tempête. Elles sont trouvées dans les sédiments sub-actuels du Belize et dans l'Oxfordien du Jura suisse.

### 2.3.2 Structures biogéniques

#### *Terriers*

Les terriers sont creusés par des organismes dans un sédiment plus ou moins consolidé. L'observation des parois de terriers permet de déterminer le degré d'induration du substrat. En effet, certaines parois de terriers sont tapissées de grains prélevés dans le sédiment environnant puis consolidé avec du mucus. Cela témoigne de la faible compétence du substrat. Un sédiment ferme pourra disposer en pourtour de terrier de traces de compaction du sédiment ; les parois de terrier



sont dans ce cas non tapissées. Enfin un fond durci sera perforé de façon caractéristique par des organismes lithophages. Le remplissage des terriers est souvent différent du sédiment encaissant.

#### ***Bioturbations***

Les bioturbations sont le résultat du passage d'organismes endobiontes dans un sédiment. Les organismes responsables appartiennent à la méiofaune, la microfaune ou la macrofaune. La bioturbation est constatée grâce aux orientations variables de bioclastes dans un sédiment sans que l'on puisse y distinguer de parois. La bioturbation possède un caractère plus diffus. Une forte bioturbation peut mener à l'homogénéisation d'un sédiment supprimant ainsi toute trace de figure sédimentaire qu'elle soit biotique ou abiotique.

#### ***Rhizoturbation***

La rhizoturbation correspond aux traces et aux mouvements induits par la pénétration de racines de végétaux dans un sédiment. Elle peut s'accompagner d'un enrichissement en matière organique.

## **2.4 Diagenèse**

### **2.4.1 Diagenèse précoce**

La diagenèse précoce désigne les processus s'effectuant immédiatement après le dépôt de sédiments ou immédiatement après enfouissement (Flügel 2004). Ils doivent être strictement considérés lorsqu'une analyse de faciès est effectuée à très haute résolution. Leur vitesse de réalisation dépend de la température, de la nature d'une nappe phréatique, des taux de sédimentation, de la porosité d'un sédiment, du degré de saturation des eaux vis-à-vis des carbonates et de la circulation des fluides interstitiels (Tucker et Wright 1990). Dans les milieux à sédimentation carbonatée, la composition minéralogique des résidus squelettiques est également un facteur important de la diagenèse (Moss et Tucker 1995). Cette dernière est reconnue d'après des processus de cimentation et d'altération (dissolution, (re)précipitation, transformation minéralogique).

La dissolution des carbonates s'effectue rapidement après l'accumulation sédimentaire. Elle connaît une chronologie relative d'après les phases carbonatées en présence. Les premiers minéraux à être dissous sont l'aragonite et la calcite fortement magnésienne (Bathurst 1971, Lambert et al. 2006). La calcite faiblement magnésienne est moins soumise à la dissolution car elle constitue la phase la plus stable dans les eaux de lagons. La cimentation est également un processus essentiel

de la diagenèse. La vitesse de cimentation dépend de l'environnement de dépôt, des taux de sédimentation, de la vitesse de circulation, de la saturation et de la composition des fluides interstitiels, de la teneur en matière organique dans un sédiment et de la température (e.g., Tucker et Wright 1990, Smith et Nelson 2003, Macintyre et Aronson 2006). Un exemple de cimentation extrêmement rapide est la formation de beach-rock en zone intertidale dont la vitesse de formation est de l'ordre de la dizaine d'années (e.g., Neumeier 1998). La cimentation en milieu sous-marin de lagons ouverts est un processus épisodique. Reconnaître de tels processus dans les séries sédimentaires fossiles fournit des informations précieuses concernant l'évolution des taux de sédimentation. En effet, la cimentation en milieu sous-marin s'effectue principalement lorsque les taux de sédimentation sont faibles voire nuls. De tels cas sont reconnus dans le fossile grâce à la présence de nodules ou de fonds durcis (e.g., Brett et Baird 1986, El Albani et al. 1997, Sanders 2003). Ces repères seront employés et étayés dans ce travail (voir notamment le chapitre 8). Les processus de dissolution et de précipitation ou de re-précipitation ont un rôle essentiel sur la signature taphonomique d'un assemblage d'organismes. Ils seront donc considérés avec un plus grand détail dans les chapitres suivants.

Des plages d'extension limitée de dolomitisation, et de dédolomitisation, sont remarquées dans les sections de Vorbourg et Hautes-Roches. La dolomitisation se concentre soit au sein de la porosité interparticulaire de fins horizons sédimentaires sous influence tidale (Planche 1/7), soit au sein de bioturbations. L'extension de la dolomitisation est faible et localisée ce qui tend à supposer une origine de diagenèse précoce, liée à une influence phréatique météorique non négligeable (e.g., Rameil 2008).

La formation de pyrite est largement tributaire de la décomposition de matière organique et de la réduction des sulfates par voie bactérienne anaérobie. Le pH est un facteur déterminant de la formation de pyrite dans les eaux interstitielles (Böttcher et al. 2001). La pyritisation est plus efficace dans les sédiments terrigènes fins. En effet, dans les sédiments grossiers la concentration en matière organique sera relativement moindre, et donc l'activité des bactéries sulfato-réductrices sera inhibée (Brett et Baird 1986). Dans les sections étudiées, la pyrite s'observe à l'état de framboïdes et de biominéraux associés à la structure cristalline de coquilles de mollusques (Planche 12/5 à 12/8). Le fer initialement présent dans les sédiments riches en pyrite joue un rôle essentiel sur les taphofaciès (Best et al. 2007 ; voir chapitres 5 à 8 de ce travail).

### 2.4.2 Diagenèse d'enfouissement

La diagenèse d'enfouissement est très limitée dans le Jura du fait de contraintes tectoniques peu marquées. Dans les sections de l'Oxfordien s'observent des traces de dissolution des grains carbonatés au niveau des joints de compression entre grains (Planche 1/6). Des figures de microstylolithisation sont communes. Les composés argileux insolubles et le fer se concentrent fréquemment dans les fractures des roches suite à la lithification (Lambert et al. 2006).

### Légende

Les figures des séries sédimentaires étudiées en Suisse et au Belize doivent être lues en suivant la légende de la figure 2.1. Les en-têtes de figure regroupant les analyses sédimentologiques, l'interprétation paléo-(environnementale) et la stratigraphie séquentielle de chaque série sédimentaire fournissent les informations suivantes :

1 : Lithostratigraphie des séries sédimentaires. Concernant l'Oxfordien, la nomenclature des membres est employée d'après Gygi (1995). Dans le cas de l'Holocène, les dépôts considérés sont uniquement qualifiés de « sédiments holocènes ».

2 : Ce point indique le nom de la section.

3 : Regroupe les observations macroscopiques majeures faisables dès le travail sur le terrain.

4 : Cette colonne rapporte l'épaisseur de la série sédimentaire en centimètres.

5 : Numéro de l'échantillon. Certains niveaux des coupes oxfordiennes ont été étudiés par l'emploi de plusieurs échantillons latéralement agencés et équivalents. Ces derniers sont décrits suivant un seul nom afin de simplifier les descriptions et citations.

6 : Texture des roches suivant la classification de Dunham (1962). Afin de se conformer aux nomenclatures employées par Purdy et Gischler (2003), cette classification est également employée pour les sédiments holocènes du Belize. Les composés carbonatés principaux composant les assemblages fossiles de chaque échantillon sont figurés dans cette même colonne.

7 : Ce point présente les composants des assemblages de chaque échantillon en indiquant l'abondance relative de chacun.

8 : Teneur en quartz, déterminée d'après les chartes d'estimation d'abondance en pourcentages de Bacelle et Bosellini (1965).

9 : Présente l'abondance relative de bioclastes entre les divers échantillons des séries sédimentaires étudiées. Contrairement aux indications de la colonne 7 qui se basent sur l'abondance relative d'un composant au sein d'un échantillon, ce point permet d'avoir une estimation de la variation de la quantité de bioclastes entre différents échantillons de la colonne sédimentaire.

10 : Ce point relate l'évolution au sein d'une série sédimentaire de la taille moyenne des bioclastes contenus dans un échantillon.

11 : Environnement de dépôt témoigné d'après les assemblages de bioclastes reconnus.

12 : Cette colonne montre les résultats de stratigraphie séquentielle acquis par Pittet (1996) et Védrine (2007) dans le cas de l'Oxfordien, et par le présent travail dans le cas de l'Holocène.

13 : Ce point, spécifique au Belize, présente les âges obtenus par datation au carbone 14. Les âges sont non corrigés et indiqués en années BP.

14 : Cette colonne, spécifique au Belize, fournit les taux de sédimentation calculés à partir des âges indiqués en colonne 13. Les sédiments holocènes se sont légèrement compactés durant le carottage et les taux de compaction ont été immédiatement calculés. Ainsi, les taux de sédimentation sont calculés d'après les épaisseurs décompactées.

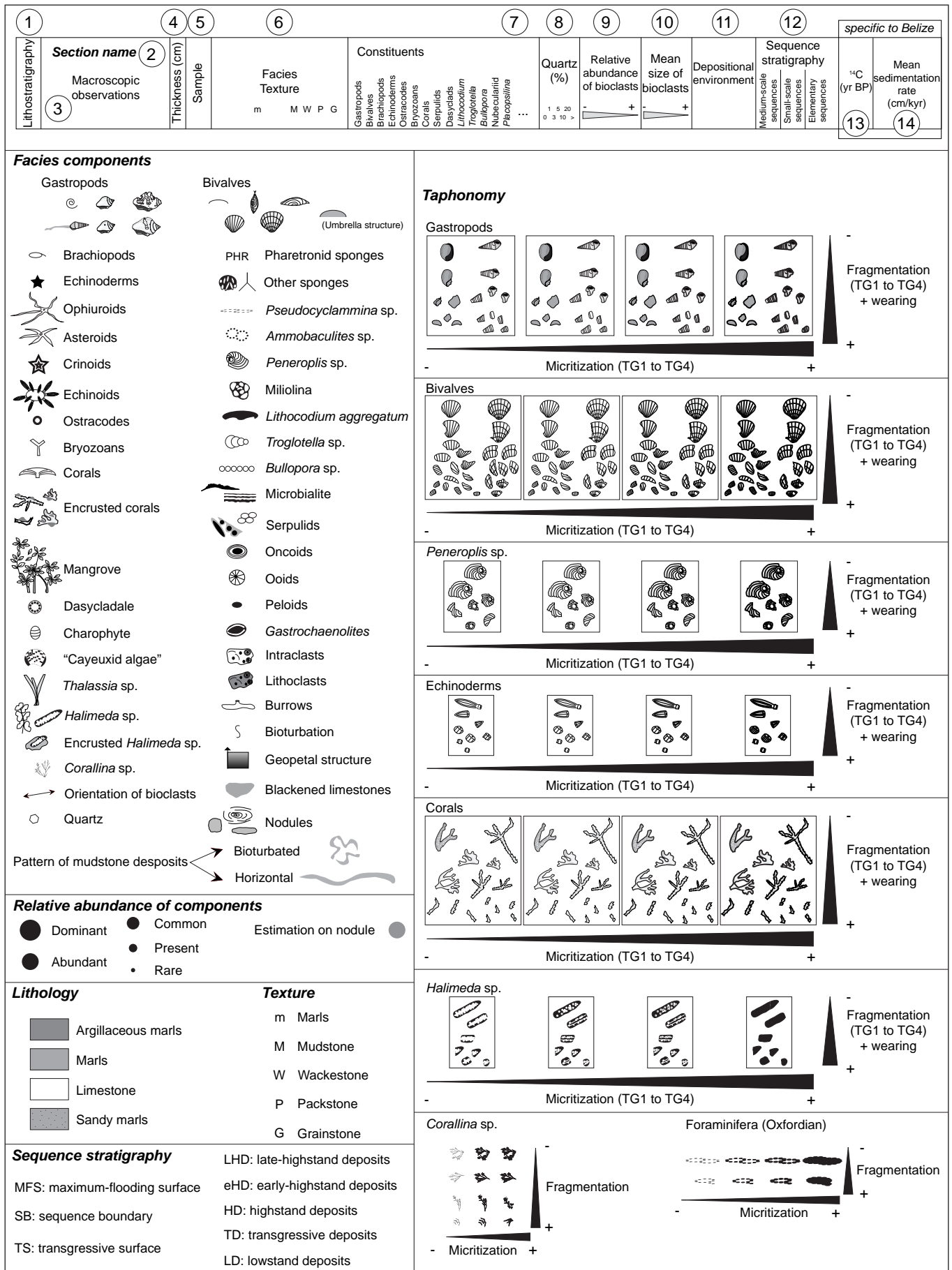


Fig. 2.1 - Légende employée dans ce travail (TG : grade taphonomique)



### 3. ANALYSES DE TAPHOFACIÈS

La taphonomie est une discipline qui décrit les processus d'altération affectant un organisme depuis sa mort jusqu'à son enregistrement sédimentaire. Cette altération débute par la décomposition de la matière organique, dont l'efficacité ne peut pas être estimée dans le fossile. Les résidus squelettiques, dépourvus de leur maintien tissulaire, sont soumis à différents mécanismes hydrodynamiques (action des vagues, des courants), chimiques (dissolution, transformations minéralogiques) et/ou bioinduits (bioturbation, microperforation, encroûtement). Selon les mécanismes en présence, les bioclastes seront fragmentés, émoussés, arrondis, érodés, biocorrodiés et/ou encroûtés. Les traces résiduelles, ou traits taphonomiques, sont caractérisables et quantifiables ; l'ensemble décrivant la signature taphonomique d'un assemblage. Bien qu'au cours des temps géologiques les espèces et la paléogéographie

aient évolué, les processus d'altération de bioclastes sont relativement similaires d'un point de vue physico-chimique (dissolution, fragmentation) et comparables d'un point de vue biologique (bioérosion, encroûtement). De ce fait, la taphonomie est un outil puissant permettant d'affiner la connaissance des paléoenvironnements et de leur évolution en les comparant aux écosystèmes actuels.

Le taphofaciès d'un assemblage peut être défini comme l'ensemble des traits taphonomiques observés dans un assemblage ; à savoir la fragmentation, l'usure, la micritisation, la perforation et l'encroûtement biogénique. Les traits s'expriment de façon variable et sont définis suivant quatre degrés d'intensité, ou quatre grades taphonomiques (Figure 3.1), adapté pour notre cas d'étude d'après les travaux de Flessa et al. (1993).


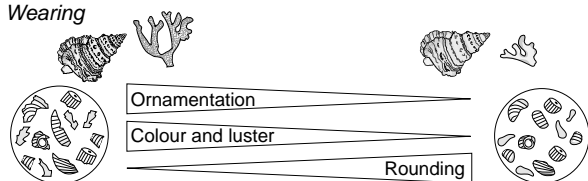


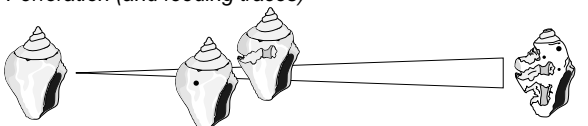
<b>Fragmentation</b>		TG.1 - Excellent preservation, no fragmentation
		TG.2 - Good preservation, slight fragmentation
		TG.3 - Fair preservation, moderate fragmentation
		TG.4 - Poor preservation, extensive fragmentation
<b>Wearing</b>		TG.1 - Excellent preservation; all colour retained, no loss of luster, ornamentation preserved, no rounding
		TG.2 - Good preservation; significant loss of colour, near-complete loss of luster, ornamentation largely preserved, slight rounding
		TG.3 - Fair preservation; only traces of colour retained, luster absent, distinct reduction of ornamentation, moderate rounding
		TG.4 - Poor preservation; colour absent, no luster, near-total loss of ornamentation, extensive rounding
<b>Micritization</b>		TG.1 - Excellent preservation, no micritization
Biogenic		TG.2 - Good preservation, slight micritization (0 - 25 % of the skeletal remain surface micritized)
Diagenetic		TG.3 - Fair preservation, moderate micritization (25 - 50 % of the skeletal remain surface micritized)
		TG.4 - Poor preservation, strong micritization (> 50 % of the skeletal remain surface micritized)
<b>Perforation (and feeding traces)</b>		TG.1 - Excellent preservation, no perforation
		TG.2 - Good preservation, slight perforation (1 perforation)
		TG.3 - Fair to good preservation, moderate perforation
		TG.4 - Poor preservation, strong perforation (> 5 perforations)
<b>Encrustation</b>		TG.3 - Moderate encrustation
TG.1 - No encrustation		TG.4 - Strong encrustation (> 5 encrustations)
TG.2 - Slight encrustation (1 or 2 local encrustations)		

Fig. 3.1 - Caractéristiques des grades taphonomiques (adapté d'après Flessa et al. 1993)

## 3.1 Processus menant de l'organisme vivant au fossile

### 3.1.1 Décomposition de la matière organique

Deux principaux types d'organismes contribuent activement à la transformation de la matière organique. Il s'agit de certains détritivores, qui se nourrissent de débris organiques végétaux ou animaux, et des décomposeurs, qui sont principalement des bactéries et des champignons qui biodégradent certains résidus en les transformant en composés inorganiques (Miller 2002). Cette phase marque l'initialisation des processus d'altération de résidus squelettiques. Dans les environnements aquatiques, la vitesse de dégradation de la matière organique croît avec la température et la teneur en oxygène dissous (e.g., Kidwell et Baumiller 1990).

### 3.1.2 Transport et remaniement

Le transport correspond au déplacement d'un organisme mort par voie aérienne ou aquatique, jusqu'à un environnement différent, ou non, de l'originel. Ce transport peut être constaté par un mélange de guildes dans un même assemblage. Concernant les lagons des séries sédimentaires oxfordiennes et holocènes étudiées, le transport d'éléments est fréquent. Il est principalement dû à l'action de courants, de marées et de tempêtes. Ces dernières affectent notamment les zones inter- et supratidale, qui se trouvent ainsi alimentées par les lagons ouverts adjacents. Le transport depuis des environnements de lagon ouvert est le plus fréquemment relevé dans les dépôts étudiés. Les environnements les plus retraits sont peu sujets au transport. Le transport par flottaison post-mortem de coquilles d'organismes peut jouer un rôle important sur l'accumulation préférentielle de certains bioclastes. Ce type de transport est à considérer concernant les foraminifères épiphytes et les *Halimeda* (Davaud et Septfontaine 1995). Le transport dépend de la densité spécifique, ainsi que de la forme du squelette transporté.

Le remaniement concerne la mise en mouvement local d'éléments squelettiques par l'action de vagues, de courants et de marées. Comparativement au transport, il implique une durée potentiellement plus longue et un caractère répétitif plus marqué. L'abrasion et l'usure des bioclastes augmentent avec la durée et l'intensité du remaniement. Son estimation relative, dans un environnement de dépôt donné, peut être estimée via l'observation de l'arrondi des bioclastes (e.g., Machel

et Hunter 1994). Un remaniement biogénique peut s'effectuer mais ne sera pas considéré dans cette partie ; il renvoie à la lecture du paragraphe 2.3.2 traitant de la bioturbation.

### 3.1.3 Désarticulation et fragmentation

La dégradation de la matière organique permet un démantèlement des squelettes d'organismes. Il peut s'agir de la désarticulation de valves jointives (bivalves, ostracodes, brachiopodes) ou de squelettes complexes faits de nombreux articles (échinodermes, algues des genres *Halimeda* et *Corallina*, dasycladales, éponges). La décomposition du ligament joignant les valves de lamellibranches se fait en quelques mois (Best 2008). Une fois désarticulées, les pièces squelettiques peuvent être fragmentées. Dans ce travail, l'analyse taphonomique quantitative considère uniquement la fragmentation (Planche 12/1 à 12/3), à l'exception des échinodermes. En effet, les articles d'échinodermes seront généralement non fragmentés. Ceci est dû à la résistance et la taille du monocristal composant les petites pièces squelettiques. Dans les sections d'étude, les pièces d'ophiures, de crinoïdes, d'astéries sont retrouvées entières. Seules les radioles d'oursins sont couramment fragmentées. Suivre uniquement la fragmentation nécessiterait donc de l'indiquer comme étant nulle à faible. Cependant, aucun échinoderme entier n'a été retrouvé et ce point constitue une information importante pour décrire le taphofaciès. Ainsi, la désarticulation des échinodermes sera considérée comme appartenant à la fragmentation et sa quantification sera menée de façon particulière (voir paragraphe 3.2).

Pour les autres organismes à squelettes articulés considérés dans l'analyse taphonomique quantitative, c'est-à-dire les bivalves et les *Halimeda*, seule la fragmentation sera quantifiée. Les squelettes étant rarement retrouvés articulés, cet état sera explicitement indiqué dans le texte. Les organismes non articulés sont bien sûr uniquement sujets à la fragmentation. Cette fragmentation peut posséder différentes origines.

La fragmentation peut résulter de l'action de vagues, de courants ou de tempêtes. Plus l'énergie hydraulique est forte plus le degré de fragmentation d'un résidu squelettique pourra être élevé. Le degré de fragmentation croît également avec la durée de maintien d'un résidu dans la zone de taphonomie active.

La compaction liée à l'enfouissement sédimentaire est responsable de la fragmentation de certains bioclastes. Dans ce travail, ce type de fragmentation peut être reconnu par la présence de microfailles, séparant plusieurs parties d'un squelette le long d'un plan de glissement (Planche 12/4).

L'échantillonnage sur le terrain, le transport et le lavage de sédiments sont d'autres causes de fragmentation qu'il est possible d'atténuer par des prélèvements et lavages délicats et des moyens de conservation efficaces tels que l'emploi de boîtes plastiques solides.

Quatre degrés de fragmentation ont été définis pour l'analyse taphonomique, correspondant aux quatre grades taphonomiques résumés sur la figure 3.1.

– Le grade taphonomique 1 correspond à des squelettes parfaitement préservés et non fragmentés.

– Le grade taphonomique 2 représente des squelettes légèrement fragmentés, avec au moins un lieu principal de fragmentation.

– Le grade taphonomique 3 reflète des résidus squelettiques modérément fragmentés, c'est-à-dire où l'on peut deviner que la fragmentation a divisé le squelette en au moins 3 fragments. La détermination de ce grade se base sur l'observation du rapport « taille présumée de l'organisme » / « taille du bioclaste » pour un nombre représentatif de spécimens. Plus la fréquence d'observation d'un rapport élevé est grande, plus on est en présence d'un grade taphonomique élevé, de type 3.

– Le grade taphonomique 4 décrit des squelettes fortement fragmentés, observés à l'état de « miettes » dans les fractions granulométriques comprises entre 100 et 200 micromètres ; au-delà la diagnose devient difficile. Cette dernière a été facilitée par l'emploi de lames minces faites à partir des dépôts bioclastiques non consolidés, fossiles ou récents.

### 3.1.4 Usure

Ce terme regroupe différents caractères taphonomiques tels que : la perte de couleur, d'éclat et/ou d'ornementation de bioclastes, ainsi que l'arrondissement et l'aspect criblé (*sensus* pitting de Cutler 1995) des grains (Planche 8/3 à 8/5). L'usure ne peut pas être quantifiée de la même façon pour les objets fossiles et les objets récents. Par exemple, la couleur et l'éclat initiaux sont généralement absents des fossiles. Ainsi, l'arrondissement des résidus squelettiques sera le point d'observation dominant pour l'étude des sections oxfordiennes. Les différentes caractéristiques décrivant l'usure des résidus squelettiques ont été regroupées du fait de leurs relations ténues ; par exemple, le stade primaire d'érouissage de grains bioclastiques correspond à la perte d'ornementations et influencera également la perte de couleur et d'éclat. Ainsi, l'étude de ce trait taphonomique relatera plus particulièrement l'histoire de l'abrasion des résidus.

Quatre degrés d'usure ont été définis pour l'analyse taphonomique, correspondant aux quatre grades taphonomiques résumés sur la figure 3.1.

– Le grade taphonomique 1 représente des résidus excellemment préservés, dont les couleurs et l'éclat sont retenus, les ornements sont parfaites et l'arrondissement est nul.

– Le grade taphonomique 2 témoigne d'une bonne préservation, les couleurs tendent à pâlir et l'éclat a presque disparu, les ornements sont encore bien préservés et l'on observe un léger arrondissement.

– Le grade taphonomique 3 correspond à une préservation modérée, où seules quelques traces de couleur sont maintenues, l'éclat est absent, les ornements sont visiblement atténués et l'arrondissement est modéré.

– Le grade taphonomique 4 montre une absence de couleur, d'éclat, d'ornementation et un arrondissement marqué.

### 3.1.5 Micritisation

La micritisation d'un résidu squelettique correspond à la transformation de sa cristallographie originelle en micrite (Planches 9 et 10) via deux processus possibles :

- Par micritisation bioinduite.
- Par dissolution/reprécipitation.

#### *Micritisation bioinduite*

Les résidus squelettiques carbonatés peuvent être le siège d'installation de populations de microorganismes euendolithiques, responsables d'enveloppes micritiques particulières. Les enveloppes identifiées peuvent être soit destructives, soit destructives et constructives (e.g., Kobluk et Risk 1977, Vogel et al. 2000). La destruction des grains carbonatés se fait par pénétration de microorganismes pouvant être des cyanobactéries, des algues ou des champignons. Cette bioérosion résulte en la formation de microperforations, qui seront ultérieurement comblées par de la micrite précipitée *in situ*, voire par du sédiment. Les enveloppes constructives s'effectuent par croissance des microorganismes à l'extérieur de la perforation qui recouvriront alors progressivement le bioclaste. Au sein d'environnements similaires, le type d'enveloppe peut dépendre de la présence d'herbiers, qui favorisent le développement de biofilms et d'enveloppes micritiques constructives (Perry 1999). La reconnaissance d'ichnotaxons attribuables à différents microorganismes permet de constater une distribution particulière des microorganismes, selon un gradient vertical relié à la zonation photique des environnements marins (e.g., Golubic et al. 1975, Glaub et al. 2007).

#### *Micritisation par dissolution/reprécipitation*

Il s'agit d'un processus diagénétique précoce, commun dans les environnements de plates-formes peu profondes sous climat sub-tropical à tropical. Il consiste en une dissolution plus ou moins avancée de grains

carbonatés, suivi d'une reprecipitation sous forme de cristaux calcitiques de petite taille (e.g., Walter et Burton 1990, Reid et al. 1992, Ku et al. 1999, Perry et Taylor 2006). Ce processus sera rediscuté dans le chapitre 7.

Quatre degrés de micritisation ont été définis pour l'analyse taphonomique, correspondant aux quatre grades taphonomiques résumés sur la figure 3.1.

– Le grade taphonomique 1 indique une absence de micritisation.

– Le grade taphonomique 2 montre une micritisation faible, couvrant jusqu'à 25% de la surface du résidu squelettique.

– Le grade taphonomique 3 présente une micritisation modérée, couvrant de 25 à 50 % de la surface du résidu squelettique.

– Le grade taphonomique 4 présente un résidu squelettique fortement micritisé, avec une couverture de plus de 50% de sa surface.

### 3.1.6 Perforation (et traces de nutrition)

Ce trait taphonomique décrit les macroperforations, c'est-à-dire les perforations visibles à l'œil nu, et les microperforations nettement distinguables en lame mince (Planche 11). La perforation participe à la bioérosion des résidus squelettiques dont la vitesse de dégradation sera d'autant plus accrue que la perforation sera intense. Dans les séries étudiées, les seuls substrats disponibles pour les endo- et épibiontes sont les coquilles de certains organismes, principalement des mollusques, ainsi que les formations coralliennes. Les perforations y témoignent d'activité de nutrition et d'habitat. Concernant la nutrition chez les macroperforants, elle est témoignée par l'ichnofossile *Oichnus simplex* attribuable à des gastéropodes. Les organismes affectant les coquilles de mollusques, morts ou vivants, du Belize, sont des éponges attestées par l'ichnofossile *Entobia* et des annélides responsables de la trace *Caulostrepsis*. Les coraux montrent l'ichnogenre *Gastrochaenolites* formé par des bivalves lithophages.

Au Belize, de larges traces affectant la marge aperturale de gastéropodes ont été observées. D'après Zuschin et al. (2003), elles seraient attribuées à l'action de nutrition d'organismes tels que les crustacés.

Quatre degrés de perforation ont été définis pour l'analyse taphonomique, correspondant aux quatre grades taphonomiques résumés sur la figure 3.1.

– Le grade taphonomique 1 correspond à une perforation nulle.

– Le grade taphonomique 2 est caractérisé par une seule perforation observée sur un bioclaste.

– Le grade taphonomique 3 se traduit par la présence de plusieurs perforations.

– Le grade taphonomique 4 indique une perforation active, avec plus de 5 traces par résidu.

Cette définition doit cependant s'adapter à la réalité en tenant compte du mode de vie des épi- et endobiontes et de l'espace à coloniser disponible. En effet, si un gastéropode perfore une coquille de bivalve par exemple, il sera responsable d'une seule perforation traduite comme grade taphonomique 2. Une éponge s'installant sur une coquille sera quant à elle responsable de plusieurs perforations du fait de son mode d'attachement. Malgré ces différences, ces deux traces traduiront le même grade taphonomique. Cette observation montre les limites de l'analyse taphonomique. Elle doit être faite en considérant les modes de vie des organismes. Les éponges perforent des substrats afin de s'installer sur une surface pour y vivre tandis que les gastéropodes perforent dans un but de nutrition. Enfin, il est important de considérer la surface à perforer disponible. Par exemple, la surface à coloniser d'un corail est souvent plus large que celle d'une coquille de mollusque. Attribuer le grade taphonomique 4 à un corail ne fournit pas la même information que dans le cas d'une coquille. Les interprétations doivent être faites en considérant chaque groupe d'organisme comme un cas particulier.

### 3.1.7 Encroûtement biogénique

Des grains carbonatés de diverses natures (e.g., mollusques, algues, coraux) se trouvent communément encroûtés par les organismes épibenthiques exposés dans le chapitre 2, c'est-à-dire : les bryozoaires, les serpules, les microorganismes encroûtants des genres *Lithocodium*, *Troglotella*, *Bullopore*, *Placopsilina*, *Tubiphytes*, ainsi que les foraminifères nubéculaires et *Homotrema rubrum* (Planches 6 et 7).

Quatre degrés d'encroûtement ont été définis pour l'analyse taphonomique, correspondant aux quatre grades taphonomiques résumés sur la figure 3.1.

– Le grade taphonomique 1 ne présente pas d'encroûtement.

– Le grade taphonomique 2 présente un faible degré d'encroûtement, représenté par un ou deux témoins.

– Le grade taphonomique 3 correspond à un encroûtement modéré.

– Le grade taphonomique 4 témoigne d'un encroûtement fort, avec plus de 5 encroûteurs sur un résidu squelettique.



## 3.2 Taphonomie des organismes

La préservation de fossile est sélective et ne peut donc pas être généralisée comme identique pour tous les organismes (Walker et Goldstein 1999). Un gradient de bioérodabilité est défini par certains auteurs, avec pour Perry (1998) une susceptibilité à la microperforation accrue chez les coraux, ensuite les mollusques, puis les foraminifères et enfin les échinodermes, les *Halimeda* et les algues corallines des dépôts récents de la Jamaïque. Olóriz et al. (2004) définissent dans l'Oxfordien de l'Espagne, un gradient décroissant de susceptibilité à la microperforation pour différents organismes, avec dans l'ordre : ammonites, serpules, ostracodes, foraminifères, bivalves, gastéropodes, échinodermes.

Dans ce travail est étudiée la signature taphonomique sur plusieurs organismes, sélectionnés pour leur bonne représentation dans les séries sédimentaires. Il s'agit des bivalves, des gastéropodes, des échinodermes, des foraminifères, des coraux et les algues calcifiantes *Halimeda*. Le genre *Corallina* sera également considéré, mais étant uniquement présent dans certains écosystèmes du Belize, il n'est pas intégré dans l'analyse taphonomique quantitative.

### 3.2.1 Bivalves

Les bivalves sont très couramment utilisés en taphonomie puisque leur étude fournit une large gamme d'informations tant dans le récent (e.g., Martin et al. 1996, Best et Kidwell 2000a, Hauser et al. 2008) que dans le fossile (e.g., Fürsich et Pandey 2003, Parras et Casadío 2005, Santos et Mayoral 2006). Grâce à la morphologie de leurs valves, les bivalves aident à la reconstitution du mode de dépôt des organismes : dépôt en position de vie, sous influence de courants ou associé aux surfaces stratigraphiques. Les valves sont un substrat idéal pour différents épibiontes encroûtants ou (micro-) perforants. Dans la littérature, la quantification des traits taphonomiques est fréquemment menée en distinguant l'altération de l'intérieur ou de l'extérieur d'une valve, et si il s'agit d'une valve droite ou gauche. Cela informe sur les modalités d'infestation des coquilles. En effet, si un épibionte s'installe sur un organisme vivant, les traces d'altérations seront observées uniquement sur la face externe de la coquille, voire sur la seule face exposée hors du sédiment. Ce type de quantification n'aurait pas pu être faite dans l'analyse de l'Oxfordien sans engendrer des conclusions tronquées par une capacité d'observation réduite liée à l'emploi de lames minces. Ce type d'information sera donc précisé explicitement lors des descriptions des séries sédimentaires étudiées.

Dans ce travail, la quantification s'est basée sur différentes espèces possédant des structures squelettiques de composition chimique différente. De ce fait, les coquilles réagiront de façon variable à certains types d'altération. C'est particulièrement le cas de la dissolution, de la fragmentation et de la microperforation.

### 3.2.2 Gastéropodes

La taphonomie des gastéropodes est relativement peu étudiée dans le fossile en partie à cause de la faible probabilité de préservation de leurs coquilles aragonitiques. Les travaux de Fürsich et Oschmann (1993) font mention de la taphonomie de gastéropodes exceptionnellement préservés par concentration composite liée à une installation en zone d'action des vagues de beau temps.

Dans les niveaux oxfordiens, les coquilles sont fréquemment dissoutes. Il est tout de même intéressant de noter que les moules internes présents dans les marnes des sections de Hautes-Roches et Vorbourg sont généralement entiers, c'est-à-dire qu'ils n'ont pas subi de fragmentation. Cela pourrait indiquer un enfouissement rapide.

Plusieurs travaux ont été menés sur des écosystèmes récents et décrivent la taphonomie de gastéropodes dans différents environnements de dépôt (Fürsich et Flessa 1987, Lescinsky et al. 2002, Parsons-Hubbard 2005, De Francesco et Hasan 2008). Les dépôts du Belize sont riches en gastéropodes, notamment en cérithes qui sont relativement ubiquistes, donc utiles pour effectuer des comparaisons. En plus de cet avantage, leur coquille riche en ornements aide à l'évaluation de l'abrasion et de l'encroûtement. En effet, les nœuds et stries de cérithes offrent des points de fixation préférentielle aux encroûteurs. Les cérithes sont également sujets à la dissolution et la fragmentation. Toutefois, la description des taphofaciès ne se limitera pas à prendre en compte ce genre. Les données obtenues sur les nérites et les *Bulla* seront pris en compte. Ces deux espèces ont des coquilles lisses et relativement fines. Elles seront moins sujettes à l'encroûtement et plus facilement fragmentées.

### 3.2.3 Échinodermes

Plusieurs types ont été reconnus dans cette étude : oursins, crinoïdes, ophiures, astéries. Seuls les oursins sont pris en compte dans l'analyse taphonomique puisqu'ils sont bien représentés à tous les niveaux dans les environnements fossiles ainsi qu'au Belize. Leur mode de désintégration expérimentée par Kidwell et Baumiller (1990) suit 7 stades principaux depuis l'oursin complet, avec radioles, jusqu'à un stade où la couronne et les radioles sont totalement fragmentées. Dans notre

étude, tous les bioclastes d'échinodermes correspondent au stade 7. Ce fort degré de fragmentation indique qu'ils ont été soumis à un fort remaniement dans les différents lagons. Afin d'en tirer une information, une définition adaptée des grades taphonomiques 3 et 4 a été établie. Le grade taphonomique 3 décrit alors des radioles dont la longueur est au moins deux fois supérieure à la largeur. Le grade taphonomique 4 décrit les fragments plus petits. Il est à noter que Dupraz (1999) a trouvé des oursins entiers en place au sommet des marnes de Hautes-Roches.

### 3.2.4 Foraminifères

Leur capacité de dissolution dépend de l'épaisseur du test, de la présence d'ornementation et de la cristallographie du test (Walker et Goldstein 1999). Leur abondance en fait un outil précieux pour l'étude de la taphonomie d'environnements actuels (e.g., Peebles et Lewis 1988, Shroba 1993, Berkeley et al. 2007). Les travaux de Olóriz et al. (2004) et de Reolid et al. (2007) abordent la taphonomie de foraminifères dans des séries oxfordiennes du Sud de l'Espagne, et Reolid (2008) apporte une description précise de la taphonomie des lenticulines.

Deux genres de foraminifères ont été sélectionnés dans l'Oxfordien du Jura, pour leur bonne représentation et pour leur distribution stratigraphique particulière, à savoir : *Ammobaculites* et *Pseudocyclamina*. Ils sont particulièrement abondants dans certains niveaux, rarement fragmentés et réagissent de façon remarquable à la micritisation.

Au Belize, le genre sélectionné est *Peneroplis*. Ces foraminifères sont abondants dans l'aire d'Ambergris Caye. Leur test, de type carbonaté porcelané, est rarement encroûté et montre divers degrés de fragmentation selon l'environnement où ils se trouvent. Ils sont particulièrement sensibles à la micritisation, majoritairement attribuable à de la dissolution/reprécipitation, qui participe activement à la production de boue dans les environnements de plates-formes (Reid et al. 1992, Hover et al. 2001).

### 3.2.5 Coraux

Le lecteur intéressé dans la taphonomie des coraux actuels pourra se référer, entre autres, aux travaux de Scoffin (1992), Perry et Hepburn (2008), ainsi qu'à Dupraz (1999) et Dupraz et Strasser (2002) en ce qui concerne les processus d'encroûtement dans l'Oxfordien du Jura.

Ce présent travail n'a considéré les coraux qu'en tant que débris solides s'accumulant sur le fond d'un lagon et pouvant alors former un substratum particulier.

### 3.2.6 *Halimeda*

Ces algues à thalles calcifiés sont présentes au Belize, où elles constituent une part considérable de certains sédiments. Elles sont un sujet d'étude très riche en informations concernant la fragmentation, la dissolution, voire l'encroûtement. Tout comme les foraminifères *Peneroplis*, les *Halimeda* participent à la production de boue dans les environnements de plates-formes (Hover et al. 2001). Ce point sera rediscuté plus largement dans le chapitre 7. Ces constatations sont applicables au genre *Corallina*. Toutefois, leur distribution étant plus limitée que celle des *Halimeda*, une quantification précise n'a pas été menée et les observations faites seront stipulées dans les descriptions des séries sédimentaires.

## 3.3 Taphonomie et stratigraphie

La relation entre la taphonomie et la stratigraphie consiste principalement à considérer le rapport entre la vitesse d'altération des résidus squelettiques et le taux de sédimentation. Ces deux notions sont intrinsèquement liées. Dans les plates-formes carbonatées, le taux de sédimentation dépend en grande partie de la production biologique authigène, puis de la quantité de matière apportée depuis le continent et de la matière transférée au sein de la plate-forme ou de la plate-forme vers les bassins. Le taux d'altération dépend de la vitesse d'enfouissement des résidus carbonatés et de la quantité de matière altérable à disposition. Les travaux de Davies et al. (1989) indiquent que dans la majorité des environnements de plates-formes actuels, très peu d'accumulations coquillières denses se mettent en place, puisque les taux de dissolution sont nettement supérieurs aux taux de productions benthiques. Concernant les niveaux coquilliers (ou shell-beds), ces auteurs leur attribuent principalement une origine hydrodynamique liée aux tempêtes. D'autres accumulations coquillières exceptionnelles seraient liées : à un mode de vie grégaire, comme dans les cas de populations denses d'huîtres formant de véritables récifs ; ou à une accumulation locale dans des bioturbations ; ou à une concentration locale par l'action de courants. Ce type de formation a été décrit sous le terme de concentration événementiel par Kidwell (1991). Cette auteure définit également des concentrations dites composites, nées de l'accrétion ou de l'amalgame de multiples événements et de populations. Enfin, ses modèles mettent l'accent sur des concentrations résiduelles et de hiatus, liées respectivement à une concentration par remaniement lors de transgressions marines, et par condensation lors d'affamelements sédimentaires. D'autres travaux menés sur des environnements de plates-formes établissent clairement le lien étroit entre le type de concentrations

coquillères et les variations du niveau marin relatif (e.g., Brett 1995, Fürsich et Pandey 2003). Ils caractérisent sédimentologiquement et taphonomiquement différentes « surfaces » stratigraphiques au sein de séquences de dépôt, à savoir : les surfaces transgressives, d'ennoyage maximum et de transition vers les dépôts de haut niveau marin tardif. Ce dernier type de dépôt est dénommé horizon précurseur (precursor bed) par Brett (1995).

### 3.3.1 Niveaux coquilliers

L'étude des plates-formes du Belize et du Jura a mis en évidence des concentrations de types résiduel, événementiel et composite (Planche 4/1 à 4/3).

#### *Concentrations résiduelles*

Des concentrations résiduelles liées aux dépôts de transgression précoce sont observées dans les sections oxfordiennes, mais pas au sens strict de Kidwell (1991). Dans les coupes étudiées du Jura, la transgression majeure se caractérise surtout par un changement important de faciès, témoignant du passage d'une sédimentation sous influence siliciclastique vers une sédimentation carbonatée (Strasser 2007). Des accumulations coquillères s'observent en association avec des microfaciès témoignant du remaniement de plusieurs générations de sédiments.

#### *Concentrations événementielles*

Elles sont observées dans les sections de Vorbourg et de Hautes-Roches. La sédimentation des plates-formes oxfordiennes a été fortement influencée par des tempêtes, reconnaissables dans le fossile grâce à des dépôts caractéristiques. Ils sont bien exprimés dans les deux premiers tiers de la base de Vorbourg, ainsi que dans les nodules de la section de Hautes-Roches. Les tempestites identifiées vont depuis les environnements de lagons restreints vers des lagons ouverts. Un modèle est proposé au chapitre 5.

Ces concentrations coquillères événementielles se composent d'ostracodes, de bivalves et/ou de gastéropodes. Dans ces niveaux, les coquilles non fragmentées sont imbriquées les unes sur les autres mais également avec certaines valves maintenues en vis-à-vis. L'articulation traduirait un transport rapide sous haute-énergie (e.g., Donato et al. 2008). Ces coquilles sont généralement peu altérées.

#### *Concentrations composites*

Elles s'observent dans certains lagons semi-restreints du Belize, plus précisément dans les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye, à proximité de San Pedro (voir chapitre 6). Les accumulations sont composées de valves majoritairement non-jointives de bivalves des

genres *Chione* et *Anomalocardia* et de gastéropodes de type cérites. Les coquilles sont généralement bien préservées et leur orientation dans le sédiment est variable. Cette concentration coquillière résulterait de l'amalgame de plusieurs générations de populations lié aux variations du niveau-marin relatif. Ce point sera étayé dans le paragraphe 6.3.1.

### 3.3.2 Time-averaging

En 1989, Davies et al. introduisent l'expression de « zone taphonomiquement active » (TAZ : taphonomically active zone) qui décrit le lieu situé juste sous l'interface eau-sédiment, là où s'effectue la majeure partie des processus d'altération de coquilles. Ces auteurs mettent l'accent sur le rôle de la dissolution et la notion de taux d'altération des résidus squelettiques versus le taux de sédimentation. Dans les années 1990, plusieurs études se sont basées sur la datation d'assemblages coquilliers en subsurface du sédiment (prélèvements sur les 10 à 50 premiers centimètres) de divers environnements récents (Flessa et al. 1993, Flessa et Kowalewski 1994, Meldahl et al. 1997, Kowalewski et al. 1998). Ces auteurs se sont alors posés les questions du temps de résidence d'une coquille à la surface du sédiment et de savoir s'il est possible d'estimer la date de la mort d'un organisme en évaluant son temps passé dans la TAZ via l'observation de son degré d'altération. Selon les termes de Kowalewski et al. (1998), il y a une bonne et une mauvaise nouvelle. La mauvaise nouvelle, confirmée depuis par diverses études (Kowalewski et Bambach 2003, Kidwell et al. 2005, Kosnik et al. 2007), annonce que les âges obtenus indiquent un mélange temporel dans les sédiments de surface allant de la centaine au milliers d'années. Donc les limites temporelles d'une étude paléontologique se heurteront à une limite moyenne de l'ordre de 1000 ans. La bonne nouvelle est que grâce à ce time-averaging, il y a de fortes probabilités pour que les séries sédimentaires enregistrent les caractéristiques les plus représentatives des (paléo-)environnements de dépôt. D'autres résultats de ces travaux sont moins optimistes puisque ces auteurs convergent à dire qu'il n'y a pas de relation entre l'âge des coquilles et leur état taphonomique, c'est-à-dire leur degré d'altération. À la mort d'un organisme, le temps de résidence de son squelette dans la TAZ est aléatoire. Il pourra être remanié, enfoui par bioturbation, repris dans la TAZ par l'action des vagues, être entièrement désintégré par altération, voire être parfaitement préservé puis conservé. Ainsi, l'état d'altération correspond plus au temps de résidence d'une coquille dans la TAZ qu'à l'âge de la coquille. Cela ne signifie toutefois pas non plus un lien direct entre le degré d'altération et le taux de sédimentation. Chaque environnement de dépôt

dispose de spécificité, et deux environnements de faciès initialement comparables pourront évoluer de façon différente du fait de différences dans leurs facteurs de contrôle. Pour cette raison, il est nécessaire d'introduire les notions d'écosystèmes et de paléoécosystèmes. Ces termes expriment plus précisément un milieu caractérisé par des paramètres précis qui lui sont propres ; ils seront développés dans le chapitre 4.

La mise en place d'une série sédimentaire est temporellement hétérogène, associée à des taux de sédimentation non constants. Elle s'effectue sous l'impulsion d'événements et/ou de processus de durée variable. Dans notre étude, les séries sédimentaires lagunaires correspondent à l'association de couches sédimentaires affectées d'un fort mélange temporel où s'intercalent des niveaux événementiels de tempête. Ces derniers sont susceptibles d'être ultérieurement repris, mélangés par bioturbation, par l'action de vagues ou de courants. De plus, les couches sédimentaires se distinguent par la présence de discontinuités en leur base et en leur sommet. Ces discontinuités peuvent correspondre soit à une diminution voire un arrêt de sédimentation, soit à un changement dans la nature des sédiments mis en place. Dans ce dernier cas, cela peut traduire soit un événement bref perturbant un écosystème, soit un changement durable de la sédimentation lié à une transition entre écosystèmes. Afin de comprendre au mieux l'évolution sédimentaire des séries investiguées dans ce travail, les analyses paléoécologique, sédimentologique et taphonomique seront faites en considérant chaque couche sédimentaire comme reflétant un (paléo-)écosystème particulier. Ensuite, les données acquises seront comparées en intégrant l'évolution verticale des faciès au sein d'une série sédimentaire.

### 3.4 Taphonomie quantitative

Lors de ce travail, il a été nécessaire de développer une méthode d'analyse compatible à l'étude de sédiments récents et de sédiments anciens. Des sédiments non consolidés, de surcroît récents, permettent de quantifier les traits taphonomiques de façon absolue. De plus, l'échantillonnage sur le terrain peut être effectué afin d'être le plus représentatif de l'écosystème. Travailler dans le fossile par le biais de lames minces, ne permet qu'une observation partielle d'un milieu de dépôt, d'autant plus réduite aux parties observées au microscope. Dans le cas d'échantillons rocheux de séries sédimentaires fossiles, les couches sédimentaires sont facilement identifiées. Dans le cas des marnes, l'identification précise de couches sédimentaires

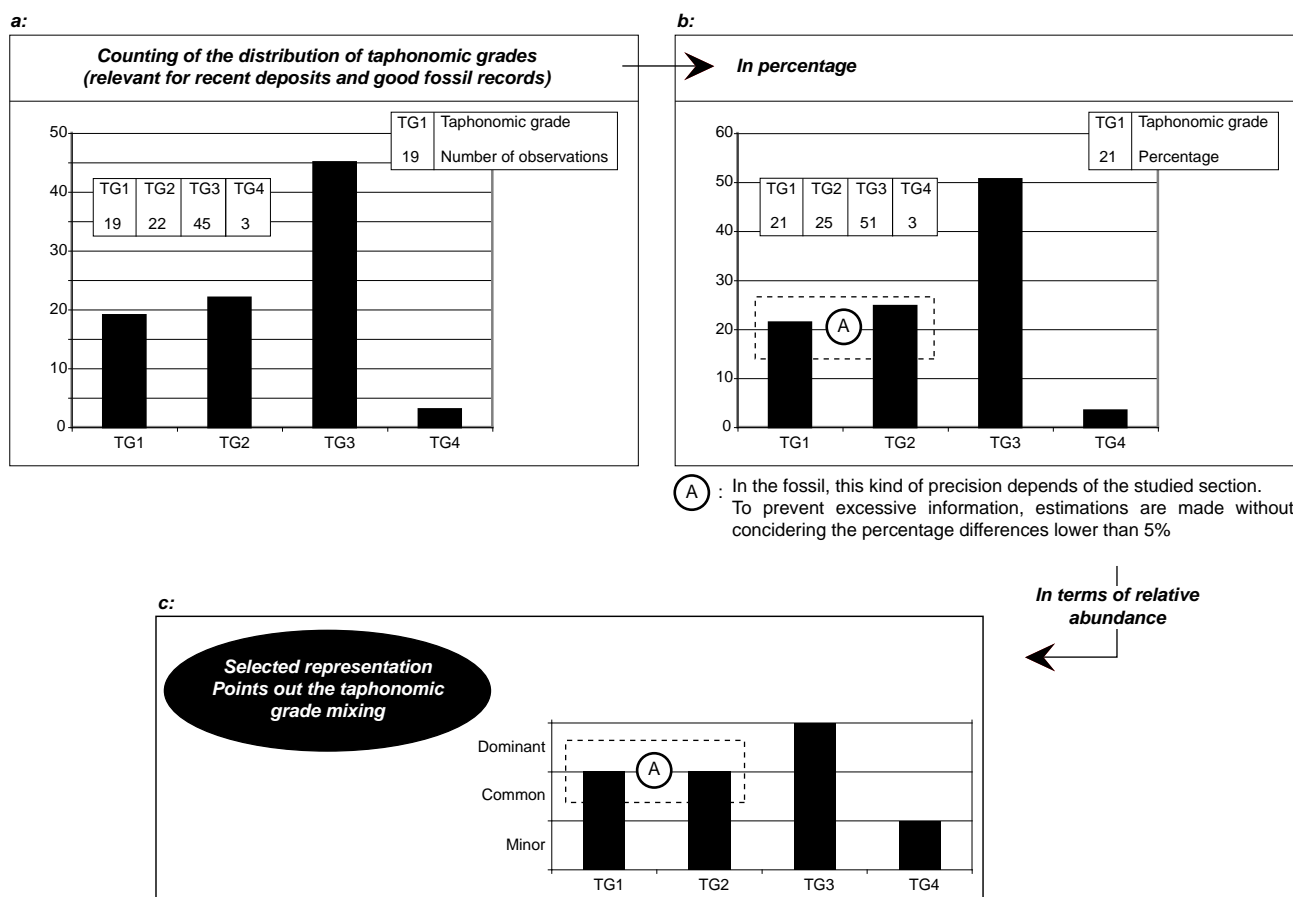
est parfois difficile. De ce fait, une distorsion de l'enregistrement peut être liée à un échantillonnage ne respectant pas exactement l'agencement original des couches sédimentaires, c'est-à-dire telles que mise en place lors de leur formation. Cela va donc induire un biais en termes de time-averaging. Un biais existe également entre l'analyse des micro- et taphofaciès de marnes et d'échantillons rocheux. Afin de réduire ces biais, l'échantillonnage des marnes a été effectué tous les dix centimètres afin de constater de la majorité des modifications de leur composition, sauf lorsque les changements étaient constatés de façon évidente dès le travail de terrain. De plus, l'analyse des marnes a été faite non seulement à la loupe binoculaire, mais également par l'emploi de lames minces.

Pour diminuer les différents biais analytiques inhérents à la comparaison entre séries sédimentaires récentes et fossiles, et entre échantillons rocheux et marnes, il a été choisi de travailler en estimant l'abondance relative des grades taphonomiques par trait taphonomique, et ce aussi bien dans l'Oxfordien que dans l'Holocène.

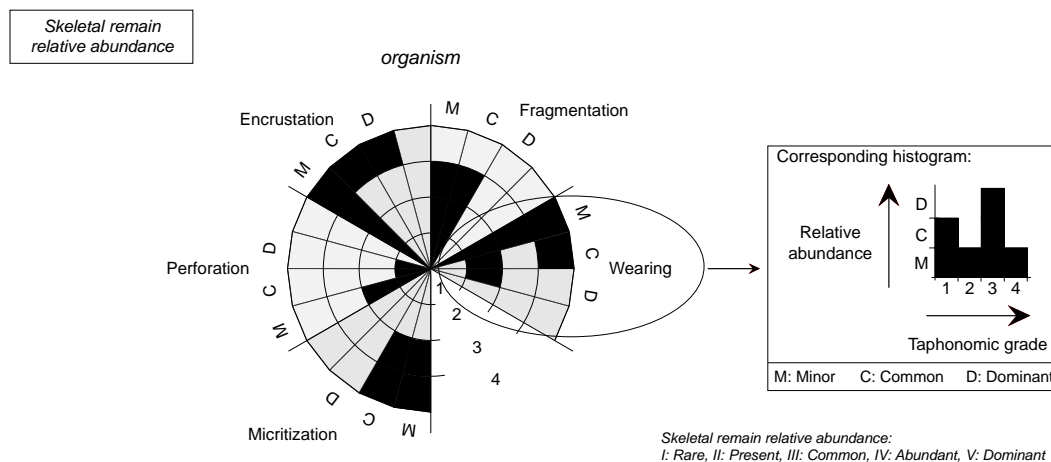
La figure 3.2 illustre trois modes de quantification, graphiquement représentés sous forme d'histogrammes. Le premier cas décrit une quantification absolue, c'est-à-dire par comptage des traits taphonomiques observés pour un échantillon (Figure 3.2 – a). Le deuxième cas considère une quantification absolue des grades taphonomiques pour un échantillon avec des proportions fournies en pourcentage (Figure 3.2 – b). Ces deux premiers modes sont efficaces pour décrire les taphofaciès de sédiments actuels ou fossiles non consolidés. Le dénombrement exact permet de lire le nombre d'objets analysés, et donc dans notre cas d'étude de connaître la quantité d'organismes benthiques observés dans un échantillon. Enfin, le troisième cas représente la méthode de quantification choisie dans ce travail (Figure 3.2 – c). Elle se base sur une estimation de l'abondance relative des grades taphonomiques dans un échantillon. Lorsqu'un grade est absent, il n'est pas indiqué sur l'histogramme. Lorsqu'un grade est rare ou peu représenté, il sera qualifié de mineur. Lorsqu'un grade est fréquemment observé mais ne constitue pas la signature taphonomique principale, il est qualifié de commun. Lorsqu'un grade est le principal représentant du taphofaciès, il sera qualifié de dominant. Cette méthode ne permet pas de connaître le nombre d'objets analysés. Pour cette raison, les abondances des organismes reconnus par l'étude des microfaciès est ajoutée aux histogrammes de taphofaciès ; un exemple est fourni en figure 3.3.

L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet de constater de la présence des différents types d'altération et de leur intensité, mais également du degré de mélange des grades taphonomiques pour un trait donné. En effet, dans un horizon sédimentaire, il est rare d'observer un seul grade taphonomique. Par exemple, tous les grains carbonatés ne sont pas encroûtés de la même façon. Généralement, on observe que certains grains sont encroûtés, d'autres moins ; d'autres grains seront fortement fragmentés alors que certains sont à l'état de fossile entier. Le taphofaciès correspond dans la majorité des cas à un mélange de grains caractérisés par un degré d'altération variable. Cette méthode trouve son utilité dans son fort potentiel descriptif. Elle dépeint les assemblages comme formés par des processus dynamiques et évolutifs. Cette notion sera étayée dans le chapitre 7 et mettra l'accent sur l'étude de la taphonomie comme processus contemporain de l'évolution des écosystèmes.

Les résultats obtenus pour chaque trait taphonomique (fragmentation, usure, micritisation, perforation, encroûtement) sont compilés sur un diagramme circulaire subdivisé en 5 parties. Chaque partie comprend l'histogramme d'abondance relative des grades taphonomiques pour un trait donné (Figure 3.3). Dans les chapitres 5 et 6, les taphofaciès des échantillons analysés sont présentés par ces diagrammes circulaires d'abondance des grades taphonomiques. Cette méthode a été appliquée aux groupes d'organismes sélectionnés, c'est-à-dire les bivalves, les gastéropodes, les foraminifères (*Ammobaculites* et *Pseudocyclamina* concernant le Jura, *Peneroplis* concernant le Belize), les chlorophycées du genre *Halimeda* dans le cadre du Belize, les coraux et les échinodermes. Puisque l'abondance de ces organismes varie d'après les échantillons analysés, l'interprétation des taphofaciès peut varier suivant qu'un organisme est rare ou dominant. Pour cette raison, les abondances relatives des organismes sont indiquées en haut à gauche de chaque diagramme circulaire (voir Figure 3.3, et Figure 5.9 pour exemple).



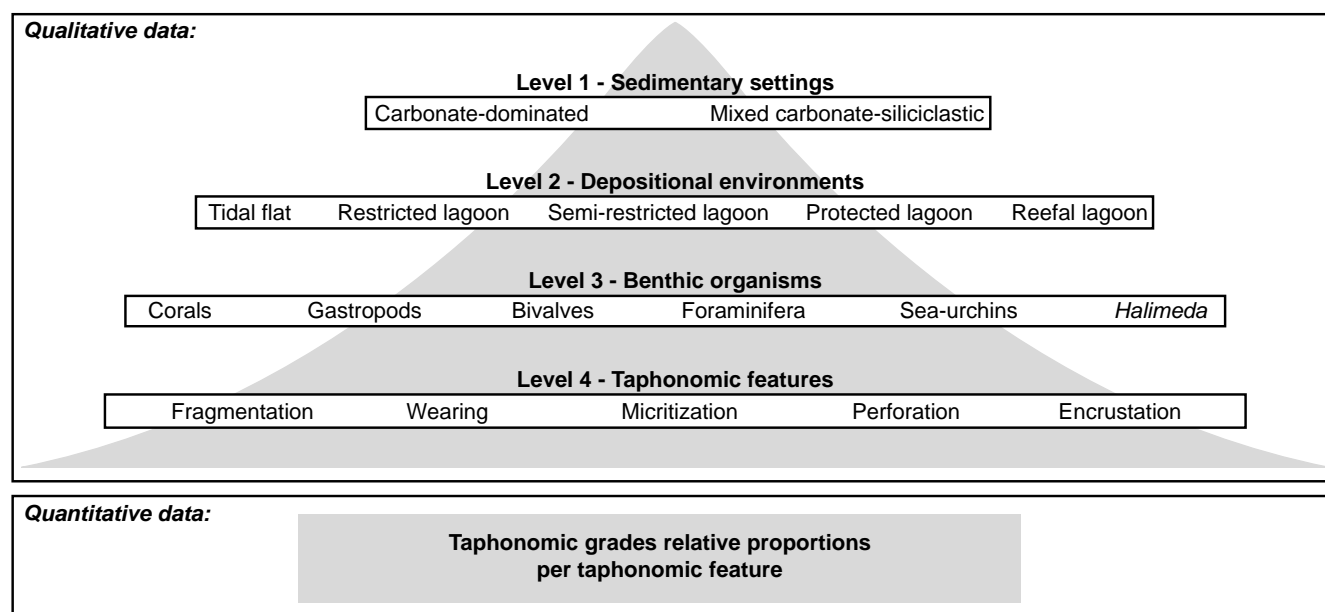
**Fig. 3.2** - Modes de représentation graphique décrivant un même assemblage d'organismes suivant un choix de quantification absolue ou relative. Notre étude s'est basée sur une étude semi-quantitative afin de travailler de façon synchrone et comparable sur des assemblages récents et des assemblages fossiles. Certaines informations perdues par l'emploi de cette méthode seront compensées par une analyse sédimentologique très détaillée des séries d'étude.



**Fig. 3.3** - Diagramme d'abondance relative de grades taphonomiques pour les traits taphonomiques considérés (fragmentation, usure, micritisation, perforation, encroûtement) par échantillon et par organisme

Finalement, les données obtenues sont traitées statistiquement via le logiciel « R: A Language and Environment for Statistical Computing » (R Development Core Team 2008). Il permet notamment de traiter des données hiérarchisées, c'est-à-dire constituées d'une structure dont les différents niveaux sont connectés (Figure 3.4). Pour nos deux cas d'études, les paramètres qualitatifs sont : l'environnement sédimentaire (*i.e.*, les domaines sédimentaires à dominante carbonatée et les domaines mixtes carbonatés-siliciclastiques), l'environnement de dépôt, les organismes et les traits

taphonomiques. Les proportions relatives des grades taphonomiques pour chaque trait, converties en pourcentages représentent les valeurs quantitatives. Des diagrammes quaternaires sont obtenus, physiquement représentés en deux dimensions par 6 sous-diagrammes, dont les axes correspondent aux grades taphonomiques dont les proportions relatives sont indiquée entre 0 et 1. Un exemple type de lecture de ce diagramme est proposé en chapitre 7 (voir Figure 7.1), au côté des résultats de l'analyse taphonomique des séries sédimentaires du Belize et du Jura.



**Fig. 3.4** - Paramètres qualitatifs et quantitatifs employés pour le traitement statistique des données d'analyse taphonomique

## 4. ECOLOGIE ET PALÉOÉCOLOGIE

Cette thèse associe l'étude d'environnements récents et de paléoenvironnements. Afin de mener à bien leur comparaison, il a été choisi de se baser sur certaines notions d'écologie.

En 1866, Haeckel décrit l'écologie comme « la science des relations des organismes avec le monde environnant, c'est-à-dire, dans un sens large, la science des conditions d'existence ». Depuis, cette science et des disciplines émergentes se sont développées et sont très communément employées. La notion d'écologie énonçable aujourd'hui, et telle que décrite dès 1935 par Tansley, envisage l'étude d'un système défini par un ensemble de facteurs de contrôle abiotiques, décrivant le biotope, et peuplé d'organismes interagissant entre eux et avec le système lui-même. Que ce dernier soit dit écosystème ou paléoécosystème, il est décrit comme la combinaison d'un biotope et d'une biocénose ou d'une taphocénose. La biocénose représente l'ensemble des organismes vivants dans un écosystème. La taphocénose est l'ensemble des organismes retrouvés dans un enregistrement fossile.

En écologie, il est essentiel de préciser l'échelle spatiale dans laquelle on se place. Il peut s'agir de l'ensemble des environnements marins côtiers, ou d'un unique récif corallien, voire d'une cavité faite de deux cailloux juxtaposés sur les fonds marins. À chaque échelle, tout un panel d'interactions ténues est observé. Cette thèse considère des écosystèmes d'échelle spatiale modérée, décimétrique voire kilométrique ; isolables les uns des autres par des différences abiotiques majeures. Les écosystèmes sélectionnés, définis en fin de ce chapitre, sont les estrans tidaux, les lagons restreints, les lagons semi-restreints, les lagons ouverts et les lagons sous influence récifale. La méthodologie employée en écologie requiert de définir et de délimiter un espace de travail avant de débuter quelque analyse que ce soit (Dajoz 1985). Cette délimitation se base sur les conditions particulières de l'écosystème sélectionné ; déterminées *a priori*. En paléoécologie, la délimitation

d'un système est faite après l'analyse d'assemblages. Les fossiles décrits permettent de créer des modèles de dépôt *a posteriori*. Ces derniers tentent de représenter le plus objectivement possible les paléoenvironnements étudiés. Toutefois, ces descriptions sont limitées latéralement aux sections échantillonnées sur le terrain, tributaires de la qualité d'un affleurement. La délimitation d'un paléoécosystème sera donc tronquée par une impossibilité de constater tous les flux entrants ou sortants (e.g., énergie, oxygène, espèces particulières).

L'écologie nécessite également d'établir dans quel niveau hiérarchique on se situe, c'est-à-dire si l'on travaille au niveau de l'individu, de la population ou de la communauté. La population correspond à l'ensemble des individus d'une même espèce vivant dans un lieu et un temps donnés. La communauté représente l'ensemble des espèces d'un système en un temps donné. Dans notre cas, nous aborderons l'étude de « populations et de communautés restreintes ». Une perte d'informations s'opère lors du passage de la biocénose à la taphocénose ; d'une part du fait de la non-préservation d'organismes dépourvus de parties minéralisées, et d'autre part du fait d'un potentiel mélange de populations par remaniement et transport de résidus squelettiques. Dans ce contexte, il n'est pas envisageable d'étudier l'autoécologie, ou écologie des individus. L'étude des populations est tributaire de la qualité de l'enregistrement fossile. Les bivalves de l'Oxfordien, par exemple, sont à l'état de bioclastes parfois altérés au point de ne pas pouvoir en distinguer le genre. Puisque ces débris participent à la signature taphonomique, il est exclu de ne pas les prendre en compte lors d'une analyse quantitative. Il devient donc nécessaire d'adapter un niveau d'étude taxonomique en fonction du potentiel d'observations faisables sur les organismes. L'écologie des communautés est quant à elle biaisée dans le fossile puisque la taphocénose ne représente que partiellement la biocénose. De plus, elle se limite généralement aux seuls organismes qu'il a été choisis d'observer ; faisant ainsi abstraction d'interactions interspécifiques. C'est pourquoi on

parlera ici « d'assemblages d'organismes » plutôt que de communautés. Ces assemblages seront implicitement réduits à l'ensemble des taxons sélectionnés.

Comme énoncé dans le chapitre 3, le time-averaging induit une limite de résolution à l'étude paléontologique de l'ordre de 1000 années en moyenne. L'étude des paléocécosystèmes considèrera donc les paramètres majeurs ayant pu s'inscrire et être enregistrés dans un dépôt sédimentaire, en faisant abstraction des variations à court terme ne perturbant pas de façon continue un environnement. Ce genre d'étude reste cependant tout à fait légitime puisque comme énoncé par Kowalewski et al. (1998), grâce à un fort time-averaging il y a de grandes probabilités que les séries sédimentaires enregistrent les caractéristiques les plus représentatives des paléocécosystèmes. Zuschin et Hohenegger (1998) précisent, d'après leurs analyses menées dans la Baie de Safaga en Egypte, que les taphocénoses offrent une image fiable des biocénoses, sauf dans le cas des échinodermes. En effet, ces organismes disposent d'une forte capacité à être transportés et à être dispersés dans différents environnements de dépôt. Enfin, les travaux de Kidwell (2002) indiquent que les assemblages fossiles fournissent des informations relativement fidèles aux habitats originels, et ce malgré un signal légèrement distordu par time-averaging.

Malgré diverses limites analytiques, l'écologie comparée à la paléocéologie fournit des informations précieuses pour mieux comprendre et interpréter les environnements anciens.

Les reconstitutions doivent être faites en connaissant les limites imposées par la qualité de l'enregistrement sédimentaire et fossile, et en se basant sur de nombreuses observations fiables, interdisciplinaires et à très haute résolution. La combinaison de la paléocéologie et de la taphonomie semble essentielle puisque ces deux disciplines se complètent. La paléocéologie se base principalement sur la description de la biodiversité et de l'abondance estimée dans un assemblage fossile. Elle fournit des informations sur la taphocénose, sa composition, la stabilité présumée d'un système. La taphonomie aborde la compréhension des processus ayant affecté les individus, les populations ou les communautés après leur mort. Retracer certains processus taphonomiques permet de mieux contraindre les conditions physico-chimiques d'un environnement de dépôt, ainsi que la présence de certains micro-organismes. Or ces informations appartiennent à la définition même d'un écosystème. Associée à la sédimentologie, la taphonomie peut fournir des informations précieuses décrivant le biotope. Connaître au mieux la nature

d'un biotope fossile, ou paléobiotope, implique de connaître les facteurs de contrôle estimables parmi les facteurs physico-chimiques, de notre cas de systèmes marins côtiers et lagunaires, que sont l'environnement sédimentaire, l'hydrodynamisme, la température, la luminosité, la salinité, le pH, la composition chimique de l'eau de mer et des eaux interstitielles, et le substrat. Les variations du niveau marin ou climatique ne sont pas considérées comme facteurs de contrôle d'un paléocécosystème. Bien que ces variations aient une influence directe sur un système, ce dernier doit rester défini comme l'association d'un biotope et d'une biocénose à un moment donné. Pour cette raison, dans cette thèse, chaque niveau sédimentaire sera décrit de façon indépendante, seulement après sera menée une comparaison de l'ensemble des données intégrant alors les variations verticales constatées dans des séries sédimentaires.

## 4.1 Facteurs écologiques abiotiques

Dans les environnements marins, les facteurs abiotiques sont liés aux caractéristiques de la masse d'eau, du sédiment et des réactions qui s'opèrent à l'interface eau/sédiment. Les considérations suivantes concernent nos cas d'étude de plates-formes peu profondes sous climat subtropical à tropical.

### 4.1.1 Paramètres aquatiques

Les composants des sédiments de plates-formes carbonatées sont fortement contrôlés par la température et la salinité (Lees et Buller 1972). Les associations de domaine tropical sont définies par ces auteurs sous le nom *chlorozoan*, reflétant la présence d'algues vertes calcifiantes (chlorophycées) et de coraux constructeurs (zoanthaires). Ces associations se mettent en place dans des eaux marines de plates-formes caractérisées par une température d'au minimum 18°C, une saturation voire une sursaturation en carbonate et une salinité comprise entre 32 et 40 ‰ (e.g., Tucker et Wright 1990, Flügel 2004). Les facteurs contrôlant l'établissement d'un système corallien de type subtropical à tropical sont principalement la température, la salinité, l'hydrodynamisme, la charge de particules en suspension dans l'eau de mer, les nutriments et la lumière disponible (Sorokin 1995). Ces facteurs sont exposés ci-dessous. En dépit de ces généralités, l'étude des plates-formes holocènes du Belize et de l'Oxfordien du Jura montre que des environnements de dépôt similaires disposent de caractéristiques spécifiques et évolutives ; ces notions et les paramètres écologiques abiotiques pour chaque zone d'étude sont présentés dans les chapitres 5 et 6.



### **Température**

Comme énoncé ci-dessus, la température de l'eau de mer joue un rôle prépondérant sur les communautés. Les températures des eaux marines de plates-formes acquises pour Belize et estimées pour l'Oxfordien du Jura suisse se situent dans une gamme de températures situées entre 21 et 27°C (voir chapitres 5 et 6). Bien que ces températures soient chaudes, les communautés coralliennes sont particulièrement sensibles à de fortes élévations de la température. Aujourd'hui, de telles anomalies thermiques affectent et affaiblissent les récifs et tendent à en modifier la composition spécifique (e.g., Robbart et al. 2004).

### **Hydrodynamisme**

Dans les plates-formes carbonatées barrées, l'hydrodynamisme varie principalement en fonction d'un gradient allant depuis les environnements ouverts vers les environnements côtiers restreints. Les récifs sont des zones de haute énergie soumises à l'action des vagues qui déferlent sur les crêtes. L'énergie se dissipe à mesure que l'on va depuis le récif vers le pôle le plus proximal du lagon adjacent. Cette même distribution d'énergie mécanique s'effectue dans le cas de lagons protégés par une barre bioclastique ou oolitique. Ces lieux «barrés» protègent les eaux situées en amont. Toutefois, la forte impulsion mécanique issue des vagues peut se répercuter dans les eaux du lagon par l'établissement et le maintien d'une circulation continue. Associée aux courants de surface du lagon conduits par les vents dominants, cette circulation participe au brassage des eaux du lagon. Il en résulte une homogénéisation de la température et de l'oxygénation (Sorokin 1995). Les parties les plus proximales des plates-formes et des baies sont nettement plus calmes, peu aérées, plus ou moins stagnantes voire anoxiques.

Les plates-formes sont également façonnées par les marées, notamment en cas de fort marnage, qui peuvent construire des barres tidales.

Des barres et des flèches liées à l'action de courants peuvent se mettre en place suivant la direction imposée par les vents dominants et isoler des corps d'eau.

Finalement les environnements de plates-formes tropicales sont sous l'influence de tempêtes fréquentes qui affectent la sédimentation dans les lagons et la santé des récifs.

### **Luminosité et turbidité**

Les plates-formes considérées dans ce travail se situent dans la zone photique. La pénétration de la lumière dans l'eau diminue avec la profondeur induisant des zonations écologiques verticales dans les populations coralliennes et algaires (e.g., Barnes et Hughes 1988). Dans la zone photique, de nombreux organismes vivent en symbiose avec des algues zooxanthelles

photosynthétiques ; il s'agit notamment des coraux, des éponges et de bivalves (Sorokin 1995, Rosell et Uriz 2002). Certains organismes vivent préférentiellement dans des zones ombragées ; ces organismes cryptiques sont par exemple les foraminifères des genres *Bullopore* ou *Troglotella* (voir chapitre 2).

À des profondeurs équivalentes peuvent s'observer des variations de la luminosité. Elles sont liées au degré de turbidité des eaux. Les environnements restreints sont généralement plus turbides que les environnements ouverts. Les domaines où la sédimentation est influencée par un fort apport siliciclastique sont plus turbides que les domaines carbonatés. La turbidité reflétant la teneur de la charge en suspension, et aussi en nutriments, sera à considérer comme un facteur essentiel dans l'évolution trophique des populations.

### **Salinité**

La salinité agit fortement sur les populations benthiques. Certains organismes tels que les brachiopodes, les échinodermes, les coraux sont adaptés aux eaux marines à salinité normale. D'autres organismes plus tolérants pourront s'installer dans des eaux à salinité variable, c'est par exemple le cas de certains gastéropodes et de bivalves. Les populations d'environnements hyposalins ou hypersalins inféodent un nombre de niches écologiques plus faible que les populations sous salinité normale (Aberhan 1994).

### **Composition chimique**

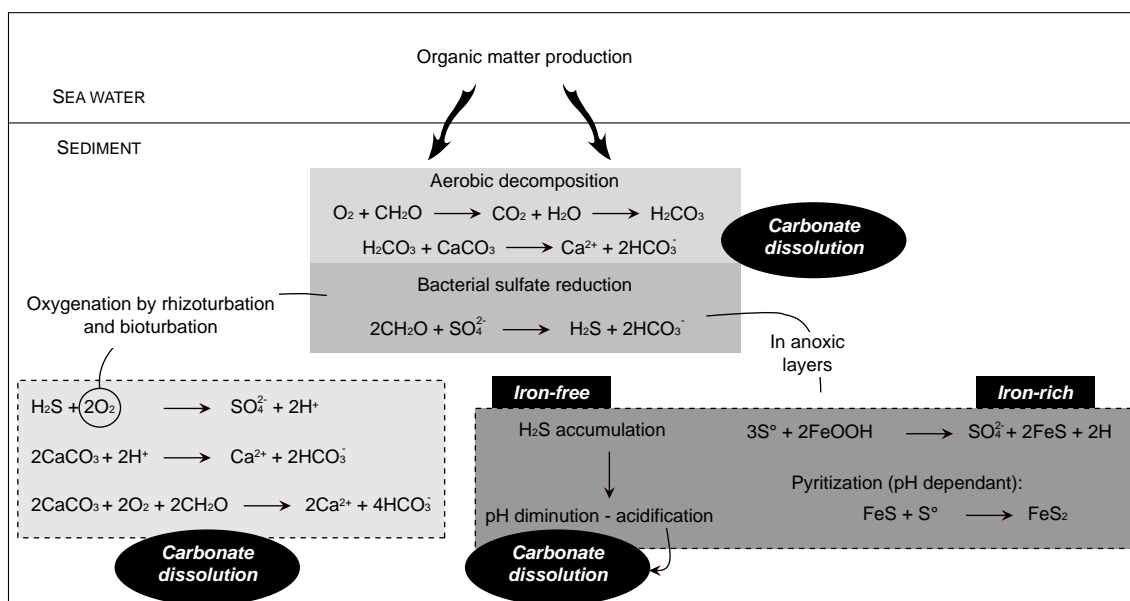
Ici sont considérées la teneur en oxygène dissous dans l'eau de mer et dans l'eau de porosité sédimentaire, la teneur en nutriments et la saturation de l'eau vis-à-vis du carbonate.

La teneur en oxygène dissous est un facteur essentiel de l'établissement de communauté benthique en zone littorale. Dans les environnements ouverts, un brassage de l'eau s'effectue grâce aux vagues et aux courants entraînant une bonne oxygénation des eaux. Dans les cas où les eaux seraient stratifiées il existe une diminution de l'oxygénation du fond des bassins. Dans les environnements côtiers semi-restreints à restreints, le brassage vertical des eaux est réduit d'autant plus que l'action des vagues y est limitée. Ainsi les eaux de fond pourront être dysoxique voire franchement anoxique. Dans ces conditions, la matière organique peut voir sa décomposition ralentie (Kidwell et Baumiller 1990) et donc s'accumuler progressivement, accroissant d'autant plus l'anoxie. L'oxygénation de la surface du sédiment est l'élément clef de l'installation des communautés. Elle dépend évidemment de la teneur en oxygène des eaux environnantes et de la nature du substrat. En effet, un

sédiment sableux étant plus perméable à la pénétration de fluides qu'un sédiment boueux, l'épaisseur de la zone superficielle oxydée du sédiment augmentera avec sa granulométrie (Raffaelli et Hawkins 1996). En deçà de la première couche oxydée du sédiment, faisant généralement quelques centimètres, la teneur en oxygène diminue rapidement. Un modèle d'installation des communautés benthiques est proposé au paragraphe 4.2 de ce chapitre.

La teneur en nutriments dépend fortement de la position du bassin étudié par rapport au continent. En effet, la plus grande partie des nutriments est issue de l'altération météorique et du lessivage de la croûte continentale. Les nutriments majeurs sont des composés azotés, phosphatés et des éléments nécessaires à la vie tels que le fer, le silicium, le calcium ou le potassium. Ainsi, les plates-formes soumises à un afflux de siliciclastiques seront relativement enrichies en nutriments par rapport au domaine à sédimentation carbonatée. La modification de la quantité de nutriments, et de leur nature, induit des modifications d'écosystèmes. Certains organismes, les algues par exemple, se multiplient dans les environnements méso- à eutrophes, tandis que d'autres, comme les coraux, connaissent une croissance optimale dans des environnements oligotrophes. Une évolution de la teneur en nutriments dans un milieu aura des répercussions essentielles sur les communautés (e.g., Nose et Leinfelder 1997, Dupraz et Strasser 1999, Feller et al. 1999, McClanahan et al. 2007).

Dans les environnements de plates-formes tropicales, l'eau de mer est saturée voire sursaturée en carbonate (Walter et Burton 1990), tout comme les eaux interstitielles de la zone de mélange (voir paragraphe 4.2) et ce principalement dans des environnements sédimentaires à dominante carbonatée. Dans ce contexte, il est légitime de supposer que les résidus carbonatés soient protégés de la dissolution chimique de façon plus efficace que dans les environnements sous-saturés en carbonate de domaine enrichis en siliciclastiques. Toutefois, les travaux de Walter et Burton (1990) et Ku et al. (1999) montrent que la dissolution chimique de résidus carbonatés est plus efficace dans les environnements carbonatés. L'enchaînement de la dégradation bactérienne de la matière organique dans un sédiment tend à produire différents acides (Figure 4.1). L'oxydation aérobie de la matière organique va libérer du dioxyde de carbone et de l'acide carbonique. Les bactéries sulfato-réductrices libèrent divers composés acides, notamment le sulfure d'hydrogène. Le soufre issu de ces réactions peut s'associer à du fer afin de précipiter des sulfures de fer. Ainsi, dans les environnements à dominante carbonatée, la décomposition bactérienne de la matière organique générera divers acides dont l'activité ne sera pas inhibée par le fer. Dans ces environnements, la dissolution des carbonates sera plus importante que dans les plates-formes mixtes carbonatées siliciclastiques (Walter et Burton 1990, Ku et al. 1999). Ces notions seront reprises dans le chapitre 7 lors de l'étude de la signature taphonomique des plates-formes du Belize et de l'Oxfordien du Jura.



**Fig. 4.1** - Rôle de la nature d'un sédiment sur l'évolution de la dissolution des résidus carbonatés (d'après Ku et al. (1999) pour le cycle du soufre et du rôle du fer. Se référer à Canfield et al. (1998) et Böttcher et al. (2001) pour les modalités de précipitation de sulfures de fer)

### 4.1.2 Paramètres sédimentaires

L'environnement sédimentaire et l'environnement de dépôt ont une influence majeure sur l'écologie et sur la taphonomie. L'environnement sédimentaire correspond ici au domaine sédimentaire qui est soit à dominante carbonatée, soit mixte carbonaté-siliciclastique. Les analyses de micro- et taphofaciès nécessitent la prise en compte de divers facteurs que sont : le taux de sédimentation, le degré d'induration du substrat, la composition minéralogique et la granulométrie.

#### *Taux de sédimentation*

Dans les environnements de plates-formes carbonatées tropicales, le taux de sédimentation est tributaire de la production carbonatée authigène biogénique, puis abiotique (e.g., Schlager 2000) et de l'apport de sédiments d'origine continentale. Puisque les organismes contrôlent majoritairement le taux de sédimentation, ce dernier aura un effet évident sur les écosystèmes et sur l'altération des résidus squelettiques. Dans notre étude, seront principalement considérés les rapports « production benthique versus taux de sédimentation » et « taux d'altération versus le taux de sédimentation ». Le premier de ces rapports intègre le rôle du matériel carbonaté transporté et du matériel silicaté apporté depuis le continent. Une discussion basée sur les constatations faites au Belize et dans le Jura sera menée dans le chapitre 8. Elle inclura le rôle majeur de l'espace d'accommodation sédimentaire disponible, considérant alors les variations du niveau marin relatif ainsi que la covariance de l'espace d'accommodation et des taux de sédimentation.

En fonction des courants qui concentrent le sédiment sur une barre, de la croissance d'un récif ou d'une source localisée d'apport continental, le taux de sédimentation peut avoir de fortes variations latérales.

#### *Degré d'induration du substrat*

Le type de substrat et son degré d'induration conditionnent la composition des associations d'organismes dans les environnements. L'altération de résidus squelettiques dépendant fortement de la vitesse d'enfouissement des résidus, le type de fond aura également un impact sur la taphonomie. En effet, un résidu sera condamné à être soumis à une altération prolongée sur un substrat dur.

Les types de fonds marins peuvent être décrits en fonction de leur saturation en eau (Goldring 1995) :

– Les « *soupground* », ou fonds liquéfiés, sont des substrats saturés en eau, incompetents. Les organismes s'y déplacent en nageant ou par intrusion.

– Les « *softground* », ou fonds meubles, sont riches en eau, mais en sont moins gorgés que les fonds liquéfiés. Goldring (1995) indique un stade « *looseground* »,

employé pour les substrats silteux à sableux, tandis que le *softground* est employé pour les fonds boueux. Par abus, dans notre cas d'étude, ces deux termes seront décrits sous le nom de « fond meuble ». Ces fonds meubles sont constitués de grains jointifs et d'eau de porosité. Les organismes y pénètrent par intrusion et compression en laissant une trace qui s'effondrera rapidement sur elle-même. Les parois sont parfois consolidées par imprégnation du sédiment par du mucus. Ces traces pourront être préservées.

– Les « *firmground* » ou fonds fermes se reconnaissent grâce aux figures de compaction associées aux terriers. La teneur en eau y est réduite.

– Les « *hardground* » ou fonds durcis sont des niveaux sédimentaires consolidés, cimentés. On les distingue par la présence de perforation, d'encroûtement et d'une faune adaptée à la fixation (e.g., huîtres, bernacles, coraux).

#### *Composition minéralogique*

La composition minéralogique d'un sédiment dépend fortement de la nature de l'arrière-pays alimentant un bassin sédimentaire. Dans le cas du Belize, l'arrière-pays septentrional est de nature carbonatée tandis que l'arrière-pays méridional est formé de matériaux silicatés.

Les bassins sédimentaires sont également alimentés de façons variables en fonction du climat. Durant les phases climatiques humides, les fortes précipitations créent une importante altération continentale et donc des décharges accrues de matériel siliciclastique dans les bassins (e.g., Hallam 1986). Ce cas est observé dans les plates-formes oxfordiennes du Jura. Les phases arides voient la mise en place d'une sédimentation à dominance carbonatée, tandis que les phases humides sont associées à un accroissement de la teneur en siliciclastiques et nutriments (e.g., Pittet 1996).

Comme cité dans le paragraphe 4.1.1, la nature de l'apport sédimentaire a un rôle notable sur la composition chimique des eaux interstitielles.

#### *Granulométrie*

La taille des grains carbonatés, fréquemment répartis en fonction de l'énergie hydraulique d'un milieu, joue un rôle sur les populations benthiques. Certains organismes sont adaptés à des fonds vaseux, tandis que d'autres vivent préférentiellement dans des fonds sableux grossiers (e.g., Aberhan 1994, Goldring 1995). Elle a également un impact sur la taphonomie, par exemple des résidus squelettiques contenus dans une boue carbonatée seront différemment soumis à la fragmentation que dans des niveaux sableux.

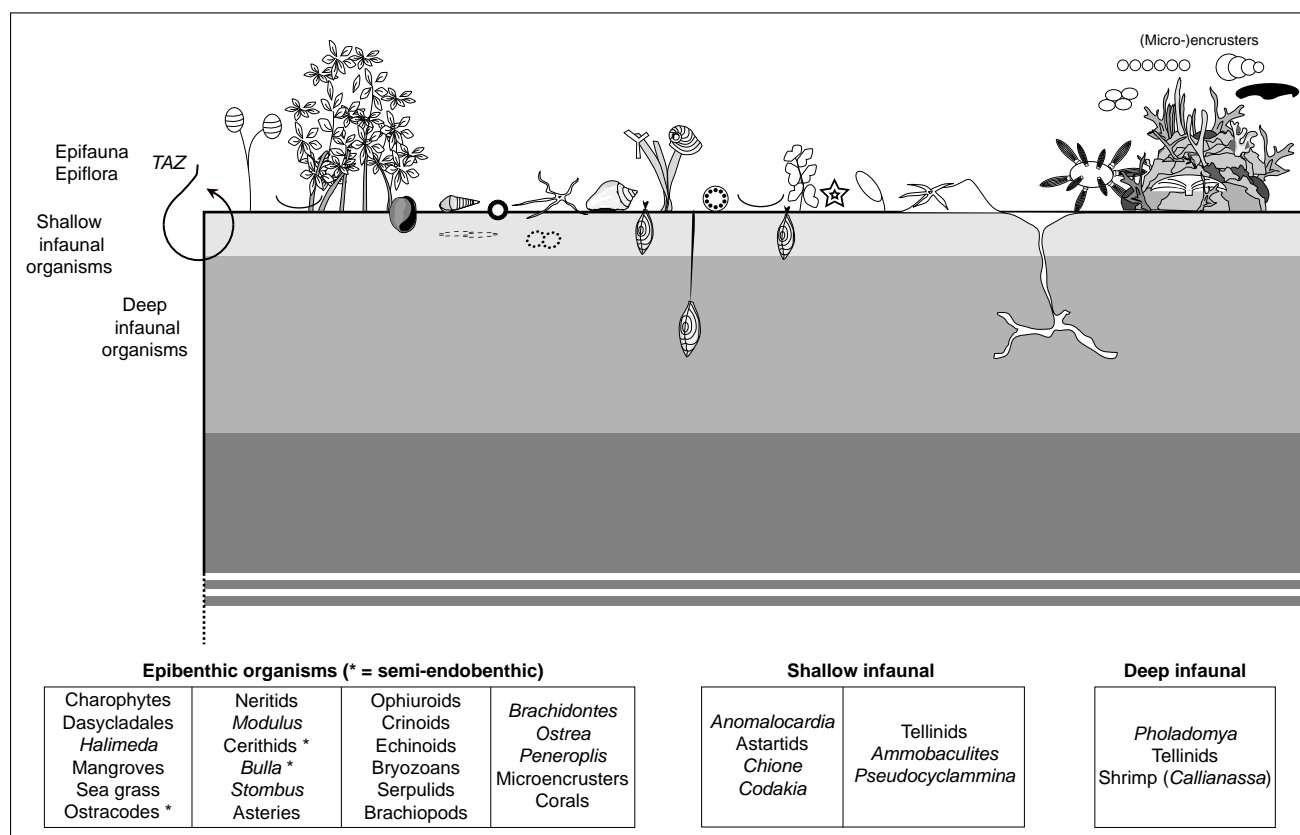
Les paramètres sédimentaires influencent les caractéristiques physico-chimiques de l'interface eau-sédiment. Cette interface est le siège de l'essentiel de l'activité benthique, de la décomposition de la matière organique et de l'occurrence de la plupart des processus taphonomiques. L'épaisseur de cette « interface active » varie en fonction de son induration, de son degré de brassage biogénique et de la profondeur de pénétration de l'oxygène dissous.

## 4.2 Facteurs écologiques biotiques

Les facteurs écologiques biotiques sont : les interactions intraspécifiques, c'est-à-dire entre individus d'une même espèce, et les interactions interspécifiques, c'est-à-dire entre espèces différentes (Dajoz 1985). Dans ce travail, les relations intraspécifiques ne nous intéressent pas. Les relations d'interspécificité sont dominées par la notion de compétition. En effet, la compétition pour la nourriture et l'espace disponibles constitue le moteur principal de nombreuses biocénoses, où chaque espèce aura un comportement adapté pour remplir une niche écologique donnée. Généralement, deux espèces ayant exactement les mêmes besoins et les mêmes restrictions écologiques s'excluent. Dans le fossile, il n'est pas possible de prendre en compte

tous les besoins et toutes les adaptations d'une espèce. La notion de guildes sera employée pour décrire un ensemble d'organismes adaptés pour partager les mêmes ressources, de la même façon (Dajoz 1985). Le mode de vie et la répartition spatiale des organismes benthiques relativement au fond marin sont dictés par deux fonctions vitales principales, à savoir la nutrition et la respiration (e.g., Bromley 1996).

En environnement ouvert, la couche de surface sédimentaire est le siège de la majorité des processus de remaniement sédimentaires, qu'il s'agisse de l'action des courants, des vagues ou de la bioturbation. Ces processus mobilisent et homogénéisent les sédiments de surface. La plus grande fraction de la population benthique réside dans ces premiers centimètres du sédiment (Figure 4.2). Un parallélisme peut-être fait entre cette couche et la zone taphonomiquement active de Davies et al. (1989), décrite dans le chapitre 3. Un brassage efficace des sédiments de surface entraîne une bonne oxygénation des dépôts sous l'interface eau/sédiment. Cette oxygénation décroît à mesure que l'on descend verticalement dans la colonne sédimentaire. La réduction de la teneur en oxygène réduit rapidement les niches disponibles pour l'installation d'organismes benthiques, et seuls certains organismes adaptés pour



**Fig. 4.2** - Répartition sédimentaire des organismes benthiques déterminés dans les plates-formes oxfordienne du Jura suisse et holocène du Belize. Cette représentation se base sur une colonne sédimentaire idéalisée, sans échelle, et sans faire état de variations latérales de zonation écologique (voir explications dans le texte ; TAZ = zone taphonomiquement active ; légende en figure 2.1).

se déplacer en profondeur dans le sédiment pourront s'installer. Ils sont généralement reliés à la surface via un terrier où s'infiltrera l'oxygène nécessaire.

Dans les environnements restreints, la couche superficielle favorable à la vie benthique est peu épaisse, notamment du fait de la diminution de la teneur en oxygène dissous dans les eaux du lagon et de la diminution de la profondeur de pénétration de l'oxygène dissous dans le sédiment. Un exemple extrême serait un cas de lagon anoxique marqué par l'absence totale d'organismes benthiques.

Lorsque le benthos est présent, il représente une quantité importante de matière organique consommable. Ainsi, la couche supérieure d'un sédiment sera le lieu de nutrition de nombreux organismes.

Des terminologies sont employées pour décrire les organismes en fonction de leurs modes de nutrition (Miller 2002). Les groupes d'organismes constatés dans ce travail sont : les suspensivores, des détritivores, les dépositivores, les herbivores et les carnivores.

– Les *dépositivores* se nourrissent de la matière organique présente dans le sédiment et en extraient les nutriments par ingestion.

– Les *détritivores* se nourrissent de la matière organique présente à l'interface eau-sédiment.

– Les *suspensivores* sont pourvus d'organes particuliers qu'ils érigent dans l'eau afin d'extraire les éléments nutritifs en suspension.

– Les *herbivores* sont des consommateurs primaires qui se nourrissent de matière végétale.

– Les *carnivores* sont des consommateurs secondaires et tertiaires qui se nourrissent d'autres consommateurs.

Le benthos est défini en fonction de sa position vis-à-vis du sédiment suivant trois modes de vie : les organismes endobenthiques ou endobiontes, épibenthiques ou épibiontes et hémi-endobiontes.

– Les organismes *endobiontes*. Ils vivent à l'intérieur du sédiment suivant des régimes de suspensivores, détritivores ou dépositivores. Ils sont soit mobiles soit sessiles.

– Les organismes *épibiontes*. Ils vivent sur le sédiment où ils sont soit mobiles soit fixés. Ils peuvent être suspensivores, détritivores, herbivores ou prédateurs. Ce mode de vie regroupe une large diversité d'organismes.

– Les organismes *hémi-endobiontes*. Il s'agit d'organismes vagiles vivant sur et dans le sédiment.

Dans les environnements marins, des guildes sont décrites en répertoriant la position des organismes relativement au sédiment et le mode de nutrition. Les guildes sélectionnées ici sont établies en suivant certaines guildes simplifiées d'après Aberhan (1994) et Daley (2002) et en synthétisant les modes de vie fournis par García-Cuba (1981), Hauser et al. (2007) et Sartori et al. (2008). En faisant abstraction de certains organismes peu représentés ou dont l'écologie est variable selon le genre, on distingue six guildes majeures dans les plates-formes étudiées :

#### *Endofaune peu à moyennement profonde suspensivore*

Les principaux représentants sont certains bivalves des genres *Codakia*, *Anomalocardia*, *Chione*, certaines tellines et des astartes.

#### *Endofaune profonde*

Les principaux représentants sont les bivalves du genre *Pholadomya* et certaines tellines qui pourraient vivre en position profonde. On peut aussi y inclure les crustacées du genre *Callianassa*.

#### *Épifaune suspensivore*

Cette guildes regroupe divers organismes sans en distinguer le mode d'attachement. Les principaux représentants sont certains bivalves (*Brachidontes*, huîtres, inocérames), les crinoïdes, des ophiures, les bryozoaires, les serpules, les éponges et les brachiopodes.

#### *Carnivores épibiontes ou hémi-endobiontes*

Les principaux représentants sont les gastéropodes du genre *Bulla*, les coraux et les étoiles de mer.

#### *Herbivores/détritivores épibenthiques*

Les principaux représentants sont certains oursins et les gastéropodes des genres *Bourguetia*, *Modulus*, ainsi que les cérithes et nérites.

#### *Épiflore*

Les principaux représentants sont les algues des genres *Halimeda*, *Corallina*, *Penicillus*, les dasycladales, les charophytes, les mangroves et les composants d'herbiers (genres *Thalassia* et *Synrigodium*).

### 4.3 Environnements de dépôt et écosystèmes

L'étude sédimentologique d'enregistrements sédimentaires fossiles ou récents aboutie à la distinction de différents (micro-)faciès témoignant de zones de faciès caractéristiques. Sur la base des zones distinguées, il est possible de dresser des modèles de dépôt qui tenteront de refléter au mieux la configuration des (paléo-)environnements étudiés. Ces modèles de dépôt offrent généralement une image simplifiée des aires d'étude. En effet, les plates-formes carbonatées sont composées d'une mosaïque de faciès assez complexe, dont la répartition spatiale peut être influencée par des facteurs de contrôles très locaux (Wright et Burgess 2005, Strasser et Védrine 2009). La représentativité d'un modèle de dépôt sera alors tributaire de la capacité d'observation et de discrimination de ces facteurs. Ces derniers sont, par exemple, la morphologie du substratum ou la position relative d'une zone par rapport au lieu de décharges fluviales en eau douce et en matériaux terrigènes. Ces limites sont d'autant plus vraies dans l'étude de paléoenvironnements puisque les reconstitutions sont dirigées par la quantité et la qualité des affleurements à disposition. Ce genre de considération prend toute son importance dans le cas d'analyses sédimentaires faites avec une très haute résolution temporelle. Dans ce cas, même la répartition spatiale de communautés benthiques a un rôle. En effet, deux milieux en tout point comparables pourront voir s'installer des populations différentes du simple fait de processus d'inféodation du milieu et de compétition. Évidemment, ces communautés benthiques pourront être décrites dans une même guild. Malgré tout, dans le cas d'organismes squelettiques, le type d'organisme installé influencera la sédimentation du simple fait de la morphologie et de la minéralogie de son squelette. Prenons l'exemple de deux espèces de bivalves vivant sous des conditions de lagon similaires ; l'une ayant une coquille lisse et fine, l'autre ayant une coquille épaisse et ornementée. L'expression de traits taphonomiques tels que la fragmentation, l'encroûtement biogénique ou la micritisation seront différents selon les espèces. Ces différences influenceront notablement la sédimentation. La reconstitution de modèles de dépôt basée sur des zones de faciès ne fait pas état de ce genre de particularité.

Toutefois, les modèles gardent toute leur importance car ils permettent de présenter les milieux de dépôt principaux et de fournir une littérature conforme et comparable. Pour cette raison, deux modèles de faciès sont proposés dans ce travail, l'un pour le Jura, l'autre pour le Belize. Le travail effectué dans le Jura s'est cantonné uniquement à l'étude des sections de Hautes-Roches et de Vorbourg. Aucun modèle ne peut être

proposé sur la base de deux sections. Les modèles de dépôt réalisés dans les travaux de Pittet (1996) et Védrine (2007) sont donc utilisés comme référence (Figure 4.3). Ces auteurs ont défini plusieurs zones de faciès allant depuis le continent vers les environnements de bassin. Seules les zones comprises entre le domaine côtier et le lagon ouvert ont été reconnues dans les sections de Hautes-Roches et Vorbourg. Au Belize, les carottages et échantillonnages ont été fait depuis l'estran jusqu'au lagon ouvert à proximité de la barrière récifale.

L'étude du Jura et du Belize a permis de reconnaître des (paléo-)environnements similaires pouvant être distingués les uns des autres grâce à la reconnaissance de facteurs de contrôle spécifiques. Différents écosystèmes et paléocécosystèmes sont proposés en chapitres 5 et 6. Leur distinction sera importante lors de l'analyse taphonomique (chapitre 7). Pour cette raison, les descriptions présentées ici resteront succinctes.

#### *Domaine côtier*

Aucun témoin d'émersion n'a été constaté dans les sections étudiées au Jura. Le pôle le plus proximal reconnu se situe à la base de la section de Hautes-Roches. Il est témoigné par la présence d'un mudstone à wackestone dont l'assemblage fossile est pauvre. Il contient des charophytes et quelques ostracodes de type *Cypridea*. Ces informations indiquent le caractère saumâtre du milieu de dépôt.

Au Belize, plusieurs carottages ont été effectués au sein d'estrans. Ces lieux sont alimentés durant des épisodes de tempête et sont ainsi composés de sédiments d'origine marine. Ces lieux peuvent être le siège de tapissages algaires, de développements herbacés ou arborés, de fenestreae, de bioturbations faites par des crabes ou des vers. Une boue fine peut se déposer au fond des flaques tidales.

#### *Lagon restreint à semi-restreint*

Le caractère restreint à semi-restreint d'un lagon s'exprime en termes de composition chimique des eaux du lagon. Cela peut correspondre soit à une restriction de la teneur en oxygène dissous, soit à une hyposalinité, une hypersalinité ou une salinité fluctuante. Seules des guildes particulières pourront s'adapter à ces conditions. Le nombre de niches écologiques disponibles y est généralement faible. Bien que la salinité et l'oxygénation des eaux soient les principaux facteurs de contrôle de ces milieux, d'autres changements peuvent s'opérer. La teneur en nutriments y a par exemple un impact important. Leur proximité au continent fait que les nutriments sont quasi-constamment apportés dans ces domaines restreints, notamment

en cas d'environnement sédimentaire à forte charge silicatée ou dans les environnements actuels proche d'une source de nutriments d'origine anthropique. Une suralimentation en nutriments, une eutrophisation d'un milieu, pourra induire des blooms algaires épisodiques. La quantité de matières végétales accumulées sur le fond du lagon va progressivement dépasser les vitesses de décomposition de cette matière. Parallèlement, la teneur en oxygène dissous des eaux de fond de lagon et des eaux interstitielles va chuter. Le peu d'oxygène présent sera consommé par les processus de décomposition de la matière organique. Finalement, aucune faune ne parviendra à inféoder ce type d'environnement anoxique qui deviendra rapidement azoïque. La nature du substrat est également importante. Les domaines restreints étant par définition peu ouverts seront le siège d'une énergie hydrodynamique faible à modérée. Une fraction importante de matériaux fins pourront s'accumuler. Ce genre de substrat sera idéal pour certains organismes, mais exclura d'emblée les organismes adaptés à des fonds plus grossiers.

Les dépôts de washover par des tempêtes sont communs dans ces environnements.

Ces environnements sont bien représentés à la base de la section de Hautes-Roches et au Belize. Les lagons restreints et semi-restreints du Belize sont principalement contrôlés par la salinité. Dans le cas de la plate-forme oxfordienne, les dépôts de base de la section de Hautes-Roches montrent des sédiments contenant une faune peu abondante dont des bivalves astartes qui pourraient témoigner d'un milieu appauvri en oxygène. Les chapitres 5 et 6 présenteront de façon détaillée les lagons restreints et semi-restreints du Jura et du Belize.

#### *Lagon ouvert*

On en distingue trois types : les lagons protégés, les lagons sous forte influence hydrodynamique et les lagons sous influence récifale.

Les lagons protégés le sont vis-à-vis des processus hydrodynamiques grâce à leur position en amont d'une barrière récifale, bioclastique ou ooïdale. Les lagons sous forte influence hydrodynamique sont soumis à une forte énergie mécanique liée aux vagues et courants. La majorité des lagons considérés dans ce travail sont protégés. Les lagons sous influence récifale peuvent être protégés ou sous forte influence hydrodynamique. Ils correspondent à des zones où les constructions récifales alimentent directement, donc sans transport important, la sédimentation. L'emploi de cette nomenclature est choisi car les lieux proches de récifs présentent des particularités tant sédimentaires que taphonomiques.

Ces types de lagon ont en commun qu'ils disposent de salinité normale, ils sont bien aérés et sont des lieux favorables à un nombre élevé de niches écologiques et donc de populations benthiques et planctoniques. Les lagons ouverts sont influencés par des tempêtes. Des niveaux tempestitiques sont reconnus au Belize et dans le Jura. Leur préservation est variable car ces dépôts sont communément remaniés par l'action des vagues, des courants et par bioturbation. Les sections de Vorbourg et de Hautes-Roches montrent de bons représentants de lagons protégés et de lagons sous influence récifale. Les lagons du Belize disposent des trois types.

#### *Barrière externe*

Au Belize, ce lieu est formé d'une longue barrière récifale de 250 kilomètres de long. Elle permet de protéger les environnements situés en amont. Ce fait est le seul point qui nous intéresse dans ce travail et aucune considération sur les communautés récifales ne sera menée.

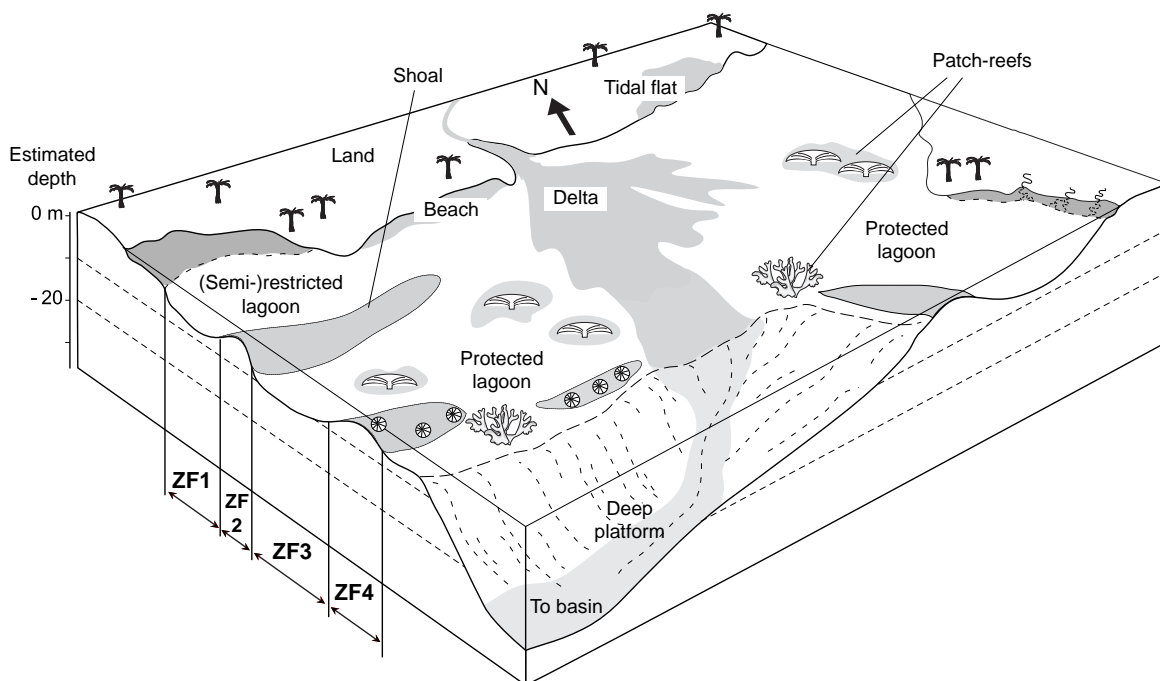
La plate-forme oxfordienne du Jura ne disposait pas d'une longue barrière récifale. La barrière externe était formée de récifs en patch et de barres bioclastiques ou ooïdales (Pittet 1996).

### 4.3.1 Plate-forme oxfordienne du Jura

La figure 4.3 présente le modèle de faciès de la plate-forme jurassienne au cours de l'Oxfordien, dressé d'après les travaux de Pittet (1996) et Védrine (2007). Les descriptions fournies sont limitées aux zones de faciès considérées dans ce travail.

D'après Pittet (1996), la plate-forme a connu une subsidence différentielle au cours de l'Oxfordien, étant plus importante en sa partie orientale. Les sections de Vorbourg et Hautes-Roches, distantes de 12 kilomètres, appartiennent à cette portion orientale de la plate-forme. Cette configuration expliquerait en partie l'accumulation préférentielle de siliciclastiques en ce lieu lors de phases climatiques humides. Les résidus siliciclastiques étaient transportés depuis les massifs septentrionaux (e.g., Pittet 1996, Allenbach 2001).

Pour l'intervalle de temps considéré dans ce travail, les sections de Vorbourg et Hautes-Roches doivent être supposées comme appartenant à une aire constamment immergée, peu profonde, pouvant être sujette à une forte accumulation de matériaux silicatés. Pour le sommet des Membres de Gunsberg et Röschenz, Pittet (1996) décrit une plate-forme complexe composée d'une mosaïque de faciès gréseux, marneux ou calcaires. La distribution sédimentaire était probablement influencée par l'impact de tempêtes en provenance du sud-est. Puis, pour la base des Membres de Steinebach et Hauptmumienbank, la morphologie de la plate-forme est influencée par un fort contexte transgressif ; la distribution sédimentaire est plus homogène et à dominante carbonatée. Sur cette plate-forme se développent des barres sableuses et quelques coraux en patch. Des descriptions détaillées sont présentées en chapitre 5.



Facies zone 1 (ZF1)	Facies zone 2 (ZF2)	Facies zone 3 (ZF3)	Facies zone 4 (ZF4)
<i>Calcareous to sandy marls</i>	<i>Bio/oo/onco/pelmicrite to -sparite</i>	<i>Biomicrite to -sparite</i>	<i>Oosparite</i>
Main components: Terrigenous mud Carbonate mud Quartz Mollusks Foraminifera Ostracodes Washover deposits	Main components: Mollusks Foraminifera Ooids Oncoids Quartz	Main components: Mollusks Foraminifera Echinoderms Ostracodes Oncoids Coral debris (Algae)	Main components: Radial ooids (Oncoids)

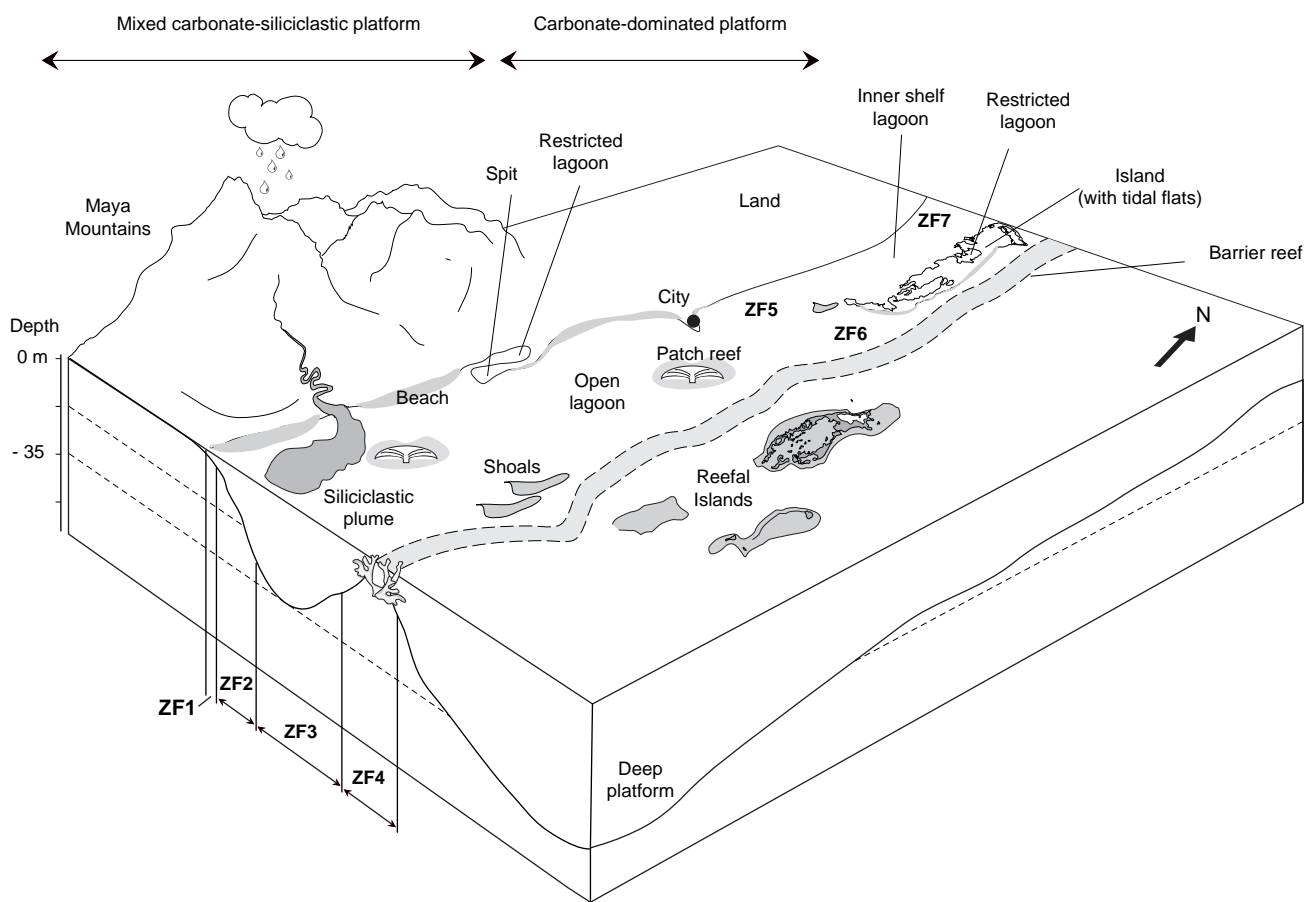
Fig. 4.3 - Modèle de faciès de la plate-forme jurassienne au cours de l'Oxfordien (adapté d'après Pittet 1996 et Védrine 2007)



### 4.3.2 Plates-formes holocènes du Belize

Le Belize dispose de deux environnements sédimentaires distincts. Les lagons septentrionaux subissent une sédimentation carbonatée tandis que le sud est soumis à un apport important de matériaux silicatés (Figure 4.4). Ces environnements distincts reflètent la géomorphologie de l'arrière-pays ainsi que la nature des matériaux mis en mouvement par altération météorique (voir chapitre 6). La plate-forme au nord du pays est peu profonde contrairement à l'aire méridionale où la forte subsidence induit des profondeurs décimétriques. Au nord émergent quelques hauts-fonds topographiques

qui forment des îles. La barrière récifale est également conduite par des hauts-fonds topographiques. L'ensemble du Belize est composé d'environnements variés soumis à des sédimentations distinctes. Les travaux de Purdy et Gischler (2003) fournissent une carte détaillée des zones de faciès du Belize. Les nomenclatures et descriptions fournies par ces auteurs ont été utilisées pour la distinction des zones de faciès de la figure 4.4. Ces zones sont adaptées et simplifiées ; un renvoi à la littérature est conseillé pour le lecteur intéressé. Des descriptions détaillées des différents écosystèmes béliziens sont proposées en chapitre 5.



Facies zone 1 (ZF1)	Facies zone 2 (ZF2)	Facies zone 3 (ZF3)	Facies zone 4 (ZF4)	Facies zone 5 (ZF5)	Facies zone 6 (ZF6)	Facies zone 7 (ZF7)
<i>Terrigenous sand to sandy marls</i>	<i>Thin-shelled bivalve marl wackestone/mudstone</i>	<i>Halimeda-thin-shelled bivalve wackestone/mudstone</i>	<i>Coralgal framestone/grainstone/packstone</i>	<i>Mollusk-foram wackestone</i>	<i>Halimeda packstone/wackestone</i>	<i>Micritized grain wackestone/packstone</i>
Main components: Quartz Terrigenous mud Mollusks	Main components: Terrigenous mud Carbonate mud Thin-shelled bivalves ( <i>Halimeda</i> )	Main components: Carbonate mud Terrigenous mud <i>Halimeda</i> Thin-shelled bivalves	Main components: Corals Coralline algae <i>Halimeda</i> Mollusks	Main components: Carbonate mud Mollusks Foraminifera (miliolids)	Main components: <i>Halimeda</i> Foraminifera Carbonate mud	Main components: Carbonate mud Mollusks  Remark: situated in Chetumal Bay

Fig. 4.4 - Modèle de faciès des plates-formes holocènes du Belize. Les données des zones de faciès sont adaptées d'après Purdy et Gischler (2003)



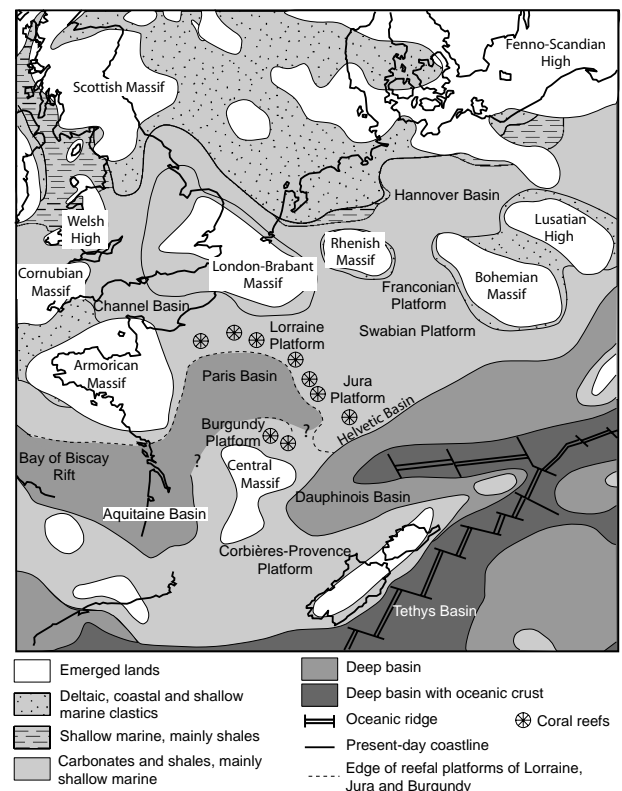
## 5. SECTIONS OXFORDIENNES DU JURA

Les sections de Vorbourg et de Hautes-Roches appartiennent à la plate-forme oxfordienne du Jura suisse, située sur la bordure septentrionale de la Téthys. À cette époque, les plates-formes carbonatées peu profondes représentaient de larges étendues, sièges de constructions récifales. Quelques terres émergeaient dans les régions du Massif Central, Armoricaire, Londres-Brabant et Bohémien. Les environnements marins plus profonds se situaient au sud/sud-ouest de la plate-forme du Jura (Figure 5.1).

### 5.1 Contexte géologique

Seule une brève présentation de la formation des Montagnes du Jura est proposée.

Au Trias s'amorce une phase de rifting au sein de la Pangée qui aboutira progressivement à l'ouverture de la Téthys. À cette période, la marge septentrionale de la Néotéthys est recouverte d'une mer chaude, peu profonde, fermée à l'ouest, qui est le siège d'une intense formation d'évaporites. Au début du Jurassique, la tectonique extensive ouvre une voie d'accès privilégiée à la Téthys en direction de l'ouest, entre Laurasia et Gondwana. Il s'ensuivra une phase d'océanisation, dont les directions d'extension sont à dominante NW-SE. Plus à l'ouest, les contraintes extensives entraîneront l'ouverture de l'Atlantique Central (Vrielynck et Bouysse 2001). Outre des conséquences paléogéographiques, ces ouvertures modifient remarquablement la circulation marine globale, ainsi que ses relations avec le climat (e.g., Oschmann 1990, Frakes et al. 1992). Ce dernier aura une influence forte sur les environnements sédimentaires (e.g., Sellwood et Price 1994, Pittet 1996). Une influence tectonique extensive au Crétacé va ouvrir une voie maritime au niveau de l'Atlantique Sud, séparant progressivement les blocs Amérique et Afrique. Au début du Crétacé supérieur, le mouvement des plaques tectoniques va provoquer une remontée du continent africain vers le nord, créant une contrainte compressive en domaine téthysien. Cette géodynamique se maintiendra dans le temps et va induire la fermeture



**Fig. 5.1** - Carte paléogéographique de l'Europe occidentale au cours de l'Oxfordien (extrait modifié de Carpentier et al. 2006 ; réalisé d'après Enay et al. 1980, Ziegler 1990, Thierry et al. 2000)

progressive de la Téthys. À terme, un contexte orogénique va s'instaurer, aboutissant à la formation des Alpes. Les directions de compression vont mener à un système de plissements et de chevauchements des couches mésozoïques en avant du front alpin modelant l'actuelle chaîne du Jura, principalement à la fin du Miocène. Ces mouvements ont pu s'initier sur un niveau de décollement constitué par les évaporites triasiques. Les couches les plus compétentes du Jurassique supérieur forment l'ossature des plis dans le Jura interne oriental et central (e.g., Trümpy 1980, Sommaruga 1997, Homberg et al. 2002).

Les sections de Hautes-Roches et Vorbourg étudiées durant cette thèse appartiennent au Jura interne oriental. Ces sections sont distantes d'environ 12 kilomètres. Selon une coupe schématique orientée du sud vers le nord s'observeraient : le synclinal de Moutier, l'anticlinal de Raimeux contenant la section de Hautes-Roches, le synclinal de Delémont, puis l'anticlinal de Vorbourg comprenant la section du même nom.

Durant l'Oxfordien, la marge septentrionale de la Téthys est le siège d'une mer chaude, peu profonde, où s'érigent divers systèmes récifaux qui ont fait l'objet de nombreuses études (e.g., Leinfelder 1993, Insalaco et al. 1997, Olivier et al. 2004, Carpentier et al. 2006). Concernant la plate-forme du Jura suisse, la nature des sédiments mis en place est sous forte influence climatique (Pittet 1996, Pittet et Strasser 1998). Les récifs sont soit en patch soit sous forme de tapis coralliens (Dupraz 1999). La répartition des sédiments sur la plate-forme est fortement dirigée par sa morphologie antécédente, liée notamment aux structures du soubassement paléozoïque d'orientations E-NE à E-W (Allenbach 2001). Les dépocentres se

situent dans les zones déprimées tandis que les barrières s'érigent préférentiellement sur les hauts-reliefs (Pittet 1996). La conséquente sédimentation est autorisée par une subsidence efficace permettant à l'accumulation de dépasser l'espace disponible uniquement attribuable aux variations du niveau marin relatif (Pittet 1996).

## 5.2 Contexte stratigraphique

La plate-forme de l'Oxfordien du Jura suisse est l'objet de travaux menés depuis plusieurs décennies (e.g., Gygi et Persoz 1986, Gygi 1995) et les sections de Vorbourg et de Hautes-Roches sur lesquelles se base ce présent travail ont été largement considérées par Pittet (1996), Dupraz (1999) et Védrine (2007). D'après le cadre stratigraphique séquentiel défini par Hardenbol et al. (1998) pour les bassins européens, elles se positionnent au sein de la séquence de troisième ordre située au-dessus de la limite de séquence Ox6 (Figure 5.2). Les travaux de Hug (2003) menés sur diverses sections oxfordiennes du Jura ont permis de définir une limite de séquence additionnelle sous le nom de Ox6+ dont la position stratigraphique est précisée sur la figure 5.2. Sur la base

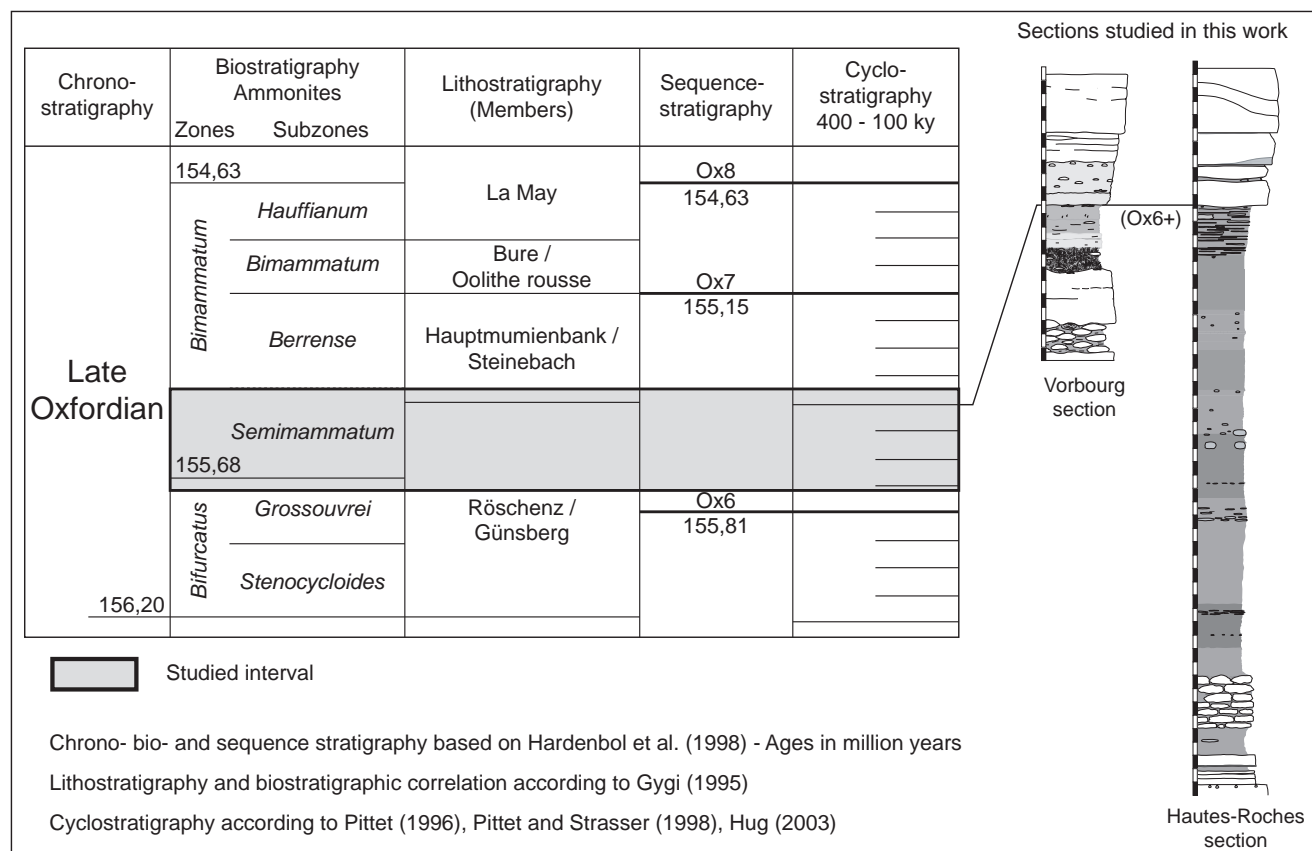


Fig. 5.2 - Cadre stratigraphique des sections de Vorbourg et Hautes-Roches (modifié d'après Strasser et Védrine 2009)

des délimitations de biozones d'ammonites fournies par Gygi (1995, 2000) et calibrées avec la zonation de Hardenbol et al. (1998), les deux sections étudiées dans ce travail appartiennent à la zone à *Bimammatum* et aux sous-zones à *Berrense* et *Semimammatum*. Suivant la lithostratigraphie synthétisée par Gygi (1995) la portion de la section de Vorbourg considérée marque la transition entre le Membre de Röschenz et le Membre du Hauptmumienbank, et celle de Hautes-Roches, étant latéralement équivalente à Vorbourg, se situe au sommet du Membre de Günsberg et la base du Membre de Steinebach.

Les travaux de Pittet (1996), Pittet et Strasser (1998) et Hug (2003) ont permis de définir grâce aux méthodes de cyclostratigraphie les séquences à moyen et à court termes (400- et 100-ka) pour ces sections, liées aux cycles de l'excentricité de l'orbite terrestre. Les travaux de Védrine (2007) fournissent une délimitation des séquences élémentaires de 20 ka, liées au cycles de précession, pour les Membres de Steinebach et Hauptmumienbank. Les analyses à très haute résolution menées dans ce présent travail ont pu être effectuées grâce à ce cadre stratigraphique très bien défini, et ont permis de proposer la délimitation de trois nouvelles séquences pour le sommet du Membre de Röschenz à Hautes-Roches.

## 5.3 Section de Vorbourg

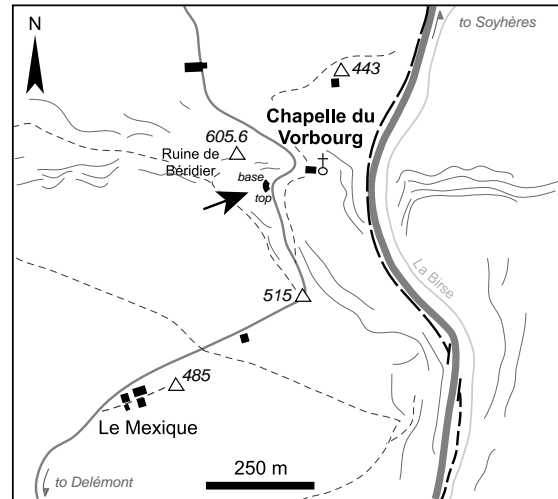
### 5.3.1 Introduction

Cette coupe a été étudiée et située dans un cadre séquentiel et cyclostratigraphique par Pittet (1996 : Figure 13b - mètres 70 - 73). Cet auteur a considéré les séries sédimentaires depuis la Formation de Saint-Ursanne jusqu'aux couches basales du Hauptmumienbank. Ces derniers niveaux sédimentaires ont été repris et complétés par Védrine (2007 : Figure 4.7a - mètres 3,5 - 5,7). Ce présent travail se focalise sur une petite section de 2,10 mètres incluant la transition entre le Membre de Röschenz et le Membre du Hauptmumienbank. Les limites de séquence depuis les séquences élémentaires aux séquences de moyen terme ont été définies par les auteurs précités et sont conservées dans ce travail.

### 5.3.2 Localisation

La section de Vorbourg appartient au flanc nord de l'anticlinal de Vorbourg situé au nord de Delémont dans le canton du Jura (coordonnées 593.850/247.625). Il est possible d'y accéder en quittant la route principale 18 à hauteur de l'intersection entre la route de Moutiers et de Bellerive, via la rue du Vieux Château. Une petite route

mène ensuite vers le sommet de Bérédier. La section d'étude se trouve le long d'un parking face à la Chapelle du Vorbourg (Figure 5.3).



**Fig. 5.3** - Localisation de la section de Vorbourg (d'après Védrine 2007 - basé sur la Carte nationale de la Suisse n° 1086 Delémont, 1:25000)

### 5.3.3 Description sédimentologique et interprétation

La description s'est faite via une analyse couvrant 100% de la section. Cette dernière se composant principalement d'une alternance de bancs calcaires et marneux individualisables, chaque échantillon sera décrit scrupuleusement et reporté dans un intervalle regroupant des caractéristiques sédimentologiques similaires ou comparables. La section complète est présentée sur la figure 5.4. Elle s'est faite par l'emploi de 68 lames minces obtenues soit dans les calcaires, soit dans les marnes et les nodules, et de 7 échantillons lavés puis étudiés à la loupe binoculaire.

#### *Intervalle V1 - de 0 à 30 cm*

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.5.

La base de la section de Vorbourg débute par un niveau calcaire de teinte grisâtre à rosâtre de type wackestone-packstone, contenant une faune variée riche en bivalves indéterminés et inocérames, en débris d'échinodermes et en foraminifères agglutinés (échantillon VO1a). D'autres organismes sont présents en moindre quantité, et l'on retrouve des ooïdes radiaires et de rares débris de coraux. Des péloïdes issus de la micritisation de bioclastes sont abondants. La matrice est une micrite sans indice d'activité microbienne. Le tri est modéré. La majorité des clastes est orientée parallèlement à la surface

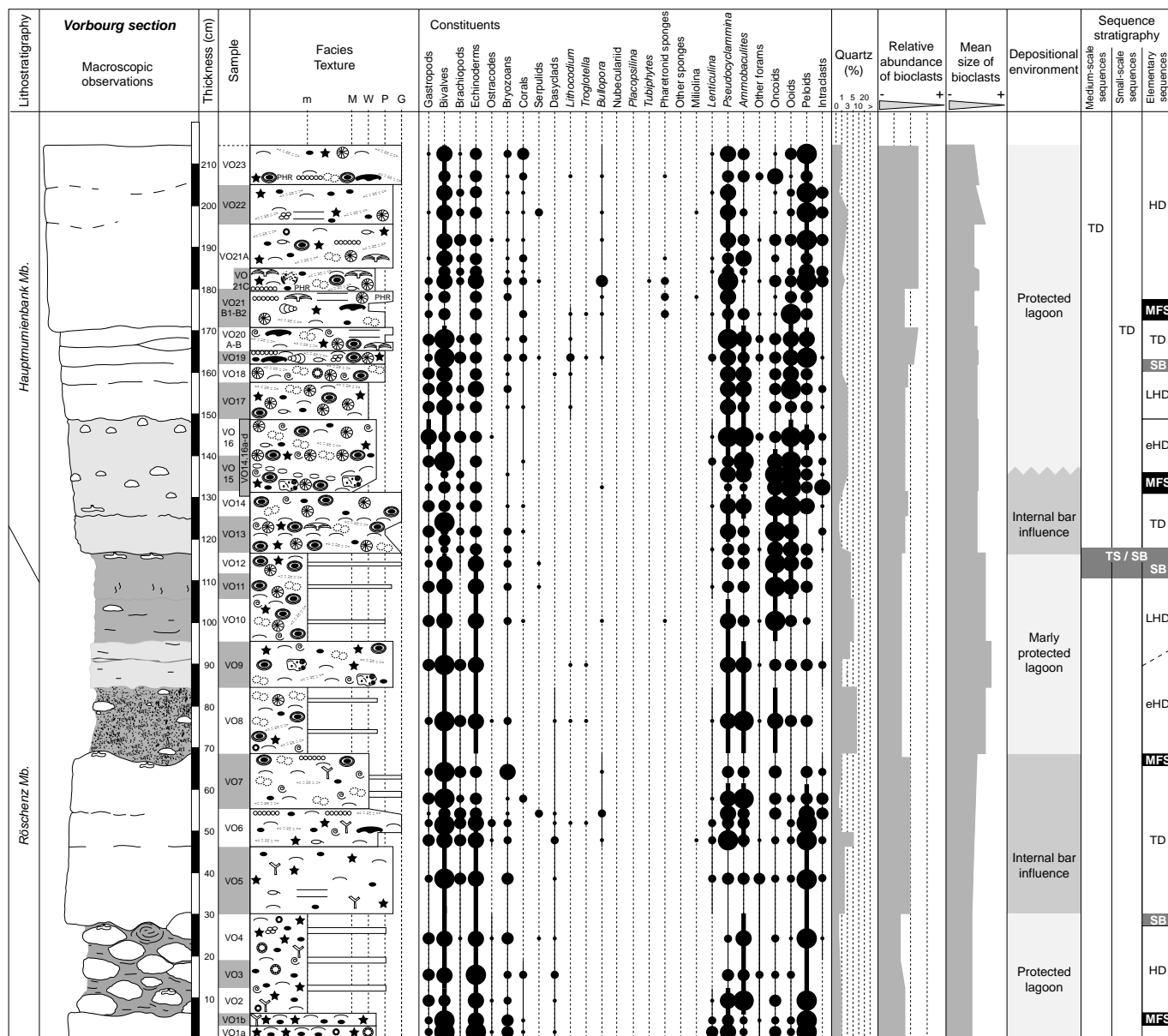


Fig. 5.4 - Analyse sédimentologique, interprétation paléoenvironnementale et stratigraphie séquentielle pour la section de Vorbourg

sédimentaire tandis d'autres sont fortement obliques voire perpendiculaires. Le premier mode indique une origine sédimentaire tandis que le second fait état d'une activité de bioturbation, voire d'une piste de fuite. Un horizon, plus ou moins ondulé, de bivalves dont les valves sont restées en vis-à-vis sans être articulées s'observe. Ces coquilles sont comblées du même sédiment que leur encaissant. Le sommet de ce premier niveau montre un sédiment riche en oxydes de fer qui pénètre plus ou moins profondément dans le sédiment dominant. Quelques cristaux de dolomie sont présents, parfois reconnaissables uniquement par le moulage de porosités laissées en place suite au lessivage de la dolomie. Cette dernière est souvent associée aux oxydes de fer. Localement se trouvent des bioclastes pyritisés. L'échantillon VO1b possède une composition faunique

et matricielle similaire à la précédente, à l'exception du niveau de mollusques à valves en vis-à-vis qui est absent. De plus, on remarque quelques liserés plus ou moins ondulés de mudstone et des petites séquences granodécroissantes.

Le sommet de ces calcaires est indiqué comme surface d'enneigement maximal.

Les dépôts sus-jacents sont des marnes calcaires à larges nodules (échantillons VO2 à VO4). La composition faunique des marnes est comparable aux niveaux précédents. On y note cependant une augmentation de la teneur en foraminifères agglutinés, principalement du genre *Ammobaculites*. Un enrichissement en oxydes de fer contenus au sein des marnes et des nodules est

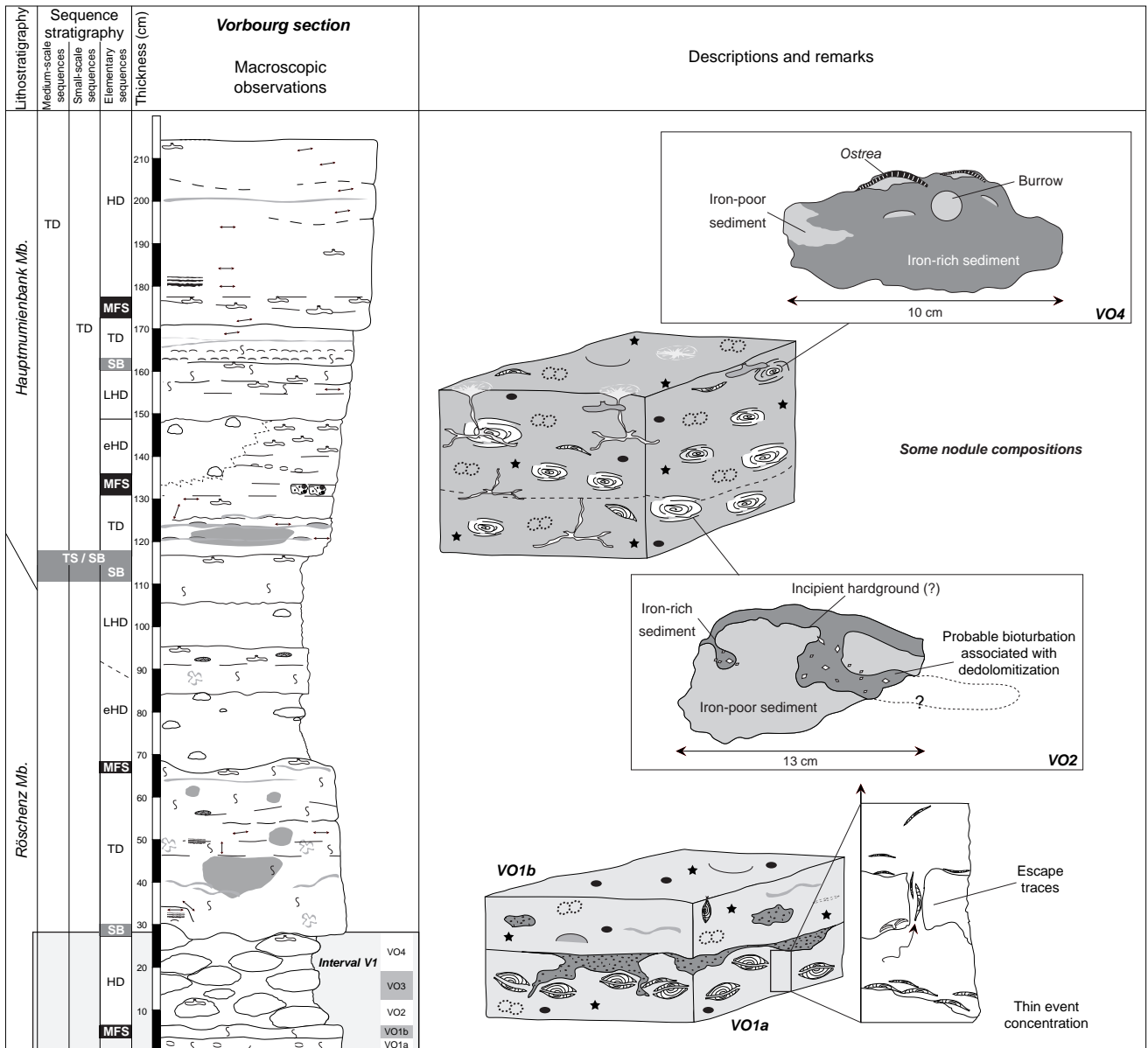


Fig. 5.5 - Présentation de l'intervalle V1 de la section de Vorbourg

marqué, et tend à s'accroître à mesure que l'on va depuis l'échantillon VO2 vers l'échantillon VO4. Des bivalves peu fragmentés se concentrent dans les nodules, où l'on reconnaît quelques huîtres ainsi que des structures d'ombrelle. Le sommet de chaque nodule est marqué de terriers recoupant franchement l'encaissant. Dans les nodules de base de ce niveau marneux, les terriers sont comblés du même sédiment qui compose les marnes et sont un lieu de concentration de dolomie. Les terriers des nodules sommitaux sont comblés de mudstone gris clair. La dedolomitisation se distribue de façon aléatoire dans les nodules. Le sommet de l'échantillon VO4 est enrichi en coquilles de bivalves à convexité orientée vers le haut témoignant de la position stable d'une coquille d'organisme mort sur un sédiment. Cet échantillon est légèrement enrichi en intraclastes.

Ces marnes sont indiquées comme mises en place durant un épisode de haut-niveau marin.

Dans ce premier intervalle, la faune est dominée par des organismes endobenthiques et des épibiontes suspensivores. Elle est modérément diversifiée et ne contient pas de représentant d'environnement ouvert à salinité normale. Les rares coraux observés sont à l'état de débris transportés. Les ooïdes ont probablement une origine similaire. La fraction marneuse importante indique un environnement de dépôt assez calme soumis à quelques événements de haute énergie. Une particularité de cet intervalle est le niveau de bivalves à coquilles en vis-à-vis. Dans un écosystème peu profond, aéré, la matière organique est rapidement dégradée après la mort d'un organisme. Les coquilles sont alors désarticulées

et mobilisées. Dans la littérature, des cas semblables de préservation de valves jointives sont rapportés à des événements de haute énergie et rapides de type tempête ou tsunami (e.g., Boyajian et Thayer 1995, Donato et al. 2008). Cette hypothèse tend à être confirmée par l'observation de petites séquences granodécroissantes. Toutefois, leur préservation partielle indiquerait une reprise de l'activité biologique mélangeant les dépôts de tempête. Dans l'échantillon VO1a a également été notée la présence d'ostracodes à valves jointives. Un fait intéressant est que s'y trouvent côte à côte un ostracode complet isolé dans le sédiment et un ostracode complet inclu dans un intraclaste roulé. Cela pourrait témoigner du caractère répétitif d'événements de haute énergie. D'un premier événement, quelques ostracodes auraient été préservés les valves conservées en vis-à-vis dans un sédiment ensuite légèrement consolidé. Ultérieurement ce sédiment aurait pu être érodé, remanié, puis enregistré dans un nouveau dépôt de tempête, au côté d'une nouvelle génération d'ostracodes et bivalves à coquilles préservées en vis-à-vis.

Les nodules imprégnés de fer et sièges de terriers indiquent des périodes de non-sédimentation qui permettraient la formation locale de fonds durcis.

L'ensemble de ces informations attribuent les dépôts de l'intervalle V1 à un lagon protégé soumis à des événements de haute énergie.

#### **Intervalle V2 - de 30 à 68 cm**

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.6.

L'échantillon VO5 est issu du mélange d'un sédiment encaissant de type packstone-grainstone dans lequel s'intercalent des niveaux de mudstones fortement remaniés. Des lentilles de matériel fin, remanié et enrichi en fer s'observent localement. Un noircissement massif de la roche est constaté. De nombreuses coquilles d'huîtres et de bivalves indéterminés s'agencent de façon parallèle à la stratification. Localement, elles se présentent inclinées à environ 15° de la surface du sédiment. L'observation en lame mince indique que ces coquilles suivent l'inclinaison imposée par des petites irrégularités du substrat, liées à des zones de sédiment effondré. On distingue également une composition en différents horizons peu épais, témoignant de différences dans la composition des assemblages et diagénétique. Le sommet de chaque horizon est légèrement tronqué par la mise en place du suivant. Par exemple, une succession peut présenter en sa base une biopelmicrite à plages dédolomitisées et ferrugineuses, riche en bivalves, en débris d'échinodermes, en foraminifères agglutinés et en intraclastes micritiques. Le sommet de cet horizon

est tronqué par un niveau riche en larges coquilles de bivalve, parfois encroûtées de *Placopsilina*, où s'intercalent deux petites séquences granodécroissantes. Des structures géopétales montrent une direction de croissance cristalline perpendiculaire à la stratification, indiquant un remaniement après leur formation. Au sommet, le sédiment est une biodolospélite à péloïdes et gros foraminifères agglutinés, riche en fer et tronque le dépôt sous-jacent. Cet horizon comporte des débris de coraux fortement arrondis et des intraclastes. Outre ce type de sédiment s'intercalent des horizons de mudstone plus ou moins continus, parfois préservés en place au sein de structures d'ombrelle. Il est à noter la présence de structures géopétales au sein de bivalves articulés.

L'échantillon VO6 sus-jacent est également né de la succession de fins horizons centimétriques. La base de l'échantillon correspond à une biopelmicrite à bivalves, foraminifères agglutinés, gastéropodes et échinodermes. Elle se caractérise localement par un agencement remarquable des bioclastes selon une direction perpendiculaire à la stratification, attribuable à une origine biologique. Les sédiments alentour sont fortement perturbés, témoignant probablement du passage rapide d'un organisme. Des bioturbations sont associées à cette zone. Elles se caractérisent par une plage dédolomitisée concentrique se prolongeant par un front radiaire de microsparitisation.

Dans la partie supérieure du sédiment, le diamètre moyen des bioclastes augmente fortement. À la base, de nombreux bivalves sont accumulés parallèlement à la stratification créant une forte discontinuité sédimentaire. Elle est parfois associée à de grosses huîtres où se sont installés des encroûteurs du genre *Lithocodium* et des bryozoaires du groupe *Berenicea*. Quelques structures géopétales s'observent dans le sédiment sus-jacent, ainsi que des zones de croissance de ciment syntaxial autour de fragments d'échinodermes. Au sommet de l'échantillon, les bioclastes sont toujours agencés de façon concordante à la stratification et localement perturbés par des terriers peu profonds comblés de matériel micritique. Diagénétiquement, cet échantillon se distingue du précédent par une diminution de la teneur en dolomie et en plages dédolomitisées. La dédolomitisation, qui était répartie de façon diffuse dans l'échantillon VO5, se trouve concentrée au sein de bioturbations dans l'échantillon VO6.

Enfin, l'échantillon VO7 présente une composition similaire aux niveaux précédents. Il se caractérise par une fraction de matrice micritique accrue, un tri plus efficace et par une teinte versicolore, avec certaines plages noircies, d'autres ocres à brunes et certaines verdâtres. Les résidus squelettiques sont agencés selon



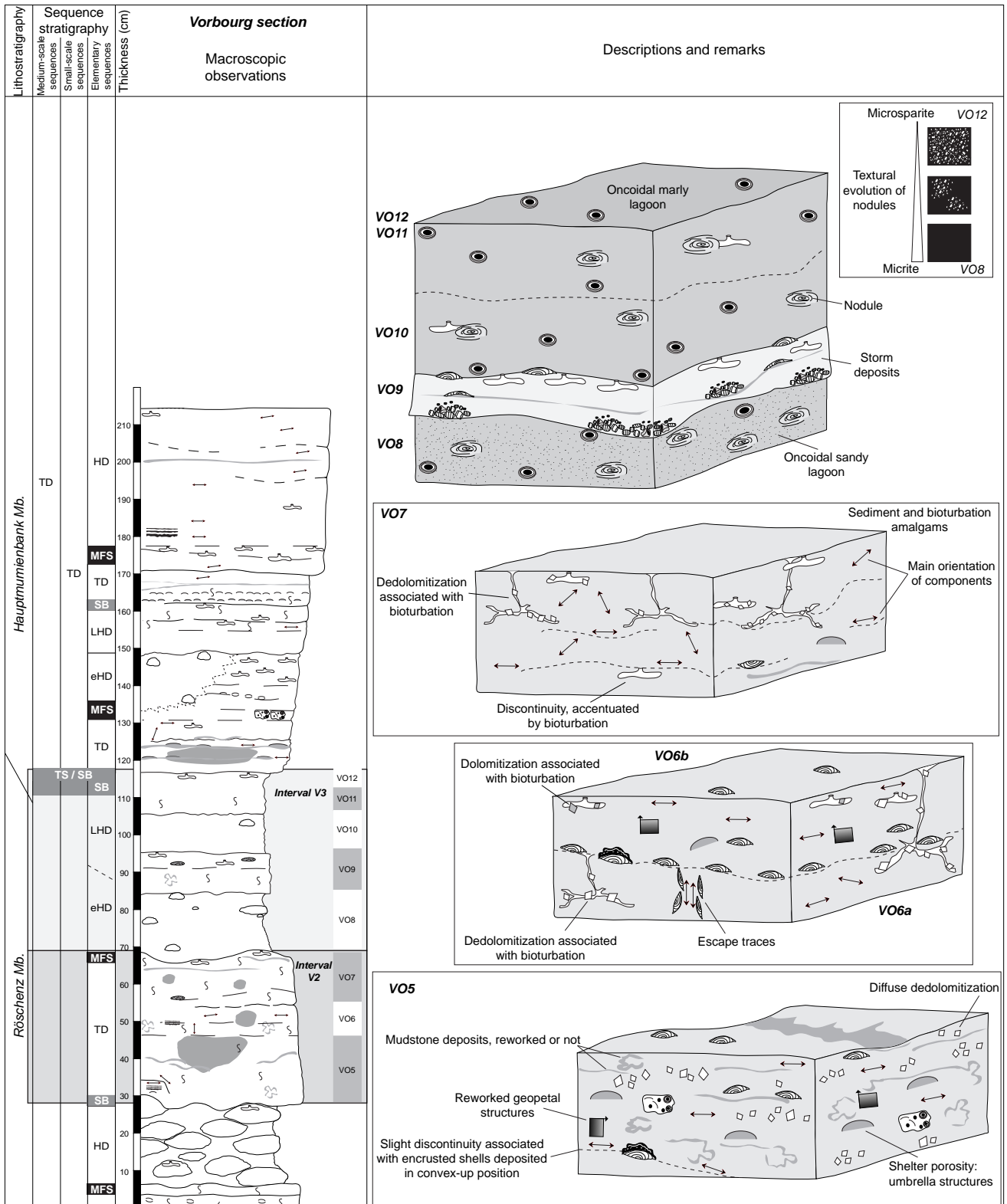


Fig. 5.6 - Présentation des intervalles V2 et V3 de la section de Vorbourg

des obliquités à angles variables liées à une intense bioturbation. Cette activité biologique est également attestée par la présence et l'amalgame de terriers, principalement au sommet de l'échantillon. Ces terriers sont fréquemment associés à des plages dédolomitisées

et ferrugineuse. Des moules de cristaux de dolomie lessivée s'observent localement.

La faune caractérisant cet intervalle est dominée par une endofaune peu profonde et une épifaune

suspensivore. Des coraux transportés et remaniés sont présents, ainsi que des larges gastéropodes indéterminés. Des micro-organismes encroûteurs apparaissent. Ils sont probablement remaniés, mais témoignent cependant d'une ouverture progressive du système lagunaire.

L'ensemble des descriptions fournies converge vers une interprétation de la mise en place de dépôts sédimentaires sous une forte influence tidale. En effet, les alternances d'horizons dolomités, dédolomités, de boue et de coquilles agencées parallèlement à la stratification se mettent fréquemment en place sous l'influence des marées. Le noircissement des roches est également plus efficace dans les zones de percolation d'eau de domaines tidaux (Strasser et Davaud 1983). Les faunes témoignant d'un environnement plus ouvert que la base de la section laissent supposer que l'on se trouve au sein d'un lagon moins confiné que précédemment, probablement en contexte de barre bioclastique non émergée. L'échantillon VO7 se démarque des deux précédents par une teinte versicolore et une bioturbation accrue. Il marquerait un ralentissement du taux de sédimentation ainsi que des conditions plus réductrices. Enfin, les échantillons VO5 et VO6 se sont probablement mis en place sous l'impulsion de processus de diverses natures. En effet, la présence de structures géopétales remaniées ou non, de bivalves articulés, de traces de fuite d'organismes et d'intraclastes micritiques, laisse suspecter l'influence de tempêtes. Les dépôts nés de ces événements seraient ultérieurement influencés par une action tidale.

L'intervalle V2 est indiqué comme dépôt transgressif et le sommet bioturbé de l'échantillon VO7 marque le niveau d'enneigement maximal.

### **Intervalle V3 - de 68 à 117 cm**

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.6.

Un épais niveau de marnes surmonte la surface bioturbée de l'intervalle précédent. Leur base, correspondant à l'échantillon VO8, est riche en siliciclastiques. Les composants majeurs de ces marnes sont des bivalves, des foraminifères agglutinés (*Ammobaculites* et *Pseudocyclamina*), des oncoïdes et des échinodermes. Du fait d'une intense oncoïdisation et d'une fragmentation élevée, la diagnose des bivalves est impossible. Ces marnes contiennent de nombreux nodules centimétriques témoignant d'une composition similaire à l'encaissant. La matrice micritique y est parfois microsparitisée et de la porosité de cristaux dolomitique dissous est commune.

Le niveau sus-jacent, l'échantillon VO9, est enrichi en carbonate et donne un aspect plus compétent à la roche. Sa composition faunique est dominée par des bivalves dont des huîtres, des foraminifères agglutinés (*Ammobaculites* et *Pseudocyclamina*), des débris d'échinodermes et de larges gastéropodes. Quelques encroûteurs des genres *Lithocodium* et *Troglotella* s'observent. Les oncoïdes et les ooïdes sont fréquents, ainsi que des intraclastes. Ces derniers sont principalement présents à la base de l'échantillon. La matrice est micritique et localement microsparitisée. Cet échantillon a un aspect chaotique, le sédiment y est mal trié. Il est scindé à mi-hauteur par un liseré argileux. À la base de l'échantillon, des coquilles de bivalves et de gastéropodes sont agencées de façon variable. Le sommet de l'échantillon est composé d'un sédiment plus fin d'aspect noduleux. Les bioclastes y sont disposés de façon chaotique, à l'exception de la limite supérieure du banc qui est recouverte de quelques larges coquilles d'huîtres disposées en position de stabilité, la convexité orientée vers le haut. Quelques terriers fins recoupent le sédiment soit horizontalement, soit obliquement.

Au-delà, les marnes sont caractérisées par leur composition largement dominée par les oncoïdes. Ils sont associés à des larges bivalves fragmentés (huîtres et inocérames), des foraminifères agglutinés (*Pseudocyclamina* et *Ammobaculites*), des échinodermes, des ooïdes radiaires et micritiques et de rares débris de coraux. Cette composition se maintient pour l'ensemble des échantillons VO10 à VO12. La seule différence notable concerne la texture des nodules. En effet, dans l'échantillon VO10, les rares nodules présentent un packstone à plages wackestones dont la matrice est peu microsparitisée. L'échantillon VO11 est de type packstone-grainstone et dominé par une matrice microsparitisée. Enfin, l'échantillon VO12 est un grainstone à microsparite. On voit ici une évolution graduelle de la teneur relative en matrice par rapport au ciment traduisant une tendance à l'augmentation de l'énergie hydraulique, liée à une diminution du niveau marin relatif. Cette observation peut-être étendue à l'intégralité de ce niveau marneux puisque les nodules des échantillons VO8 et VO9 présentent des compositions de type wackestone-packstone. Védrine (2007) indique cet intervalle comme dépôt de haut-niveau marin relatif.

Cet intervalle marneux se caractérise par sa richesse en oncoïdes. Il est recoupé par un niveau riche en carbonate trouvant probablement son origine dans un événement de tempête. La faune est dominée par des organismes épibenthiques suspensivores et des endobiontes. L'environnement de dépôt correspondant à

cet intervalle est un lagon marneux protégé. Il correspond à la fin du Membre de Röschenz.

#### ***Intervalle V4 - de 117 à 149 cm***

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.7.

L'échantillon VO13 est une onco-oo-biomicrorite à sparite et fins horizons boueux. Les résidus squelettiques présentent une teinte ocre tandis que la matrice est grise. La roche présente un noircissement concentrique important. Certains clastes sont également noircis. La faune est composée de bivalves, principalement des huîtres, qui s'accumulent préférentiellement au niveau des horizons de mudstone. Elles se trouvent également dispersées dans le sédiment et leur coquille est fréquemment comblée de boue. L'assemblage contient des ooides radiaires, des échinodermes, des gastéropodes, des foraminifères agglutinés et des débris de coraux. La matrice est entrecoupée d'horizons dédolomitisés. En excluant la présence des larges bivalves, le tri est assez bon. On dénote cependant quelques reliques de petites séquences granodécroissantes. Des structures géopétales sont communes.

Les traits sédimentaires de cet échantillon sont relativement comparables à ceux constatés à la base de l'intervalle V2. Ils tradiraient une mise en place dans un environnement soumis à forte influence tidale et affecté épisodiquement par des tempêtes. Ils se sont formés en contexte transgressif mais n'ont pas instauré de concentration coquillière résiduelle.

L'échantillon VO14 est une onco-oo-biosparite à plages micritiques, bien triée et fortement bioturbée. Quelques terriers comblés de boue grise s'observent. Tout comme pour l'échantillon précédent, les niveaux micritiques sont gris clairs, certains résidus squelettiques sont noircis tandis que d'autres sont de teinte claire. Ce fait indique un remaniement de grains carbonatés noircis formés sous conditions réductrices. Ce remaniement s'est probablement fait sous un hydrodynamisme fort. Contrairement au dépôt sédimentaire de l'échantillon VO13, l'accumulation d'allomicrite en VO14b est bioinduite et résulte du comblement de terriers. À l'exception des huîtres et inocérames, la faune est comparable à celle de l'échantillon VO13.

L'échantillon VO14.16a-d est riche en informations et montre une évolution complexe (Planche 5/4). Un schéma simplifié en est proposé en figure 5.7. La base de l'échantillon est composée d'une onco-oo-biosparite à larges intraclastes et soulignée par quelques terriers comblés de micrite. Les intraclastes sont larges, riches

en fer oxydé, peu arrondis et parfois fracturés. Le sédiment est composé d'une microsparite à micrite relictuelle, englobant des bioclastes oxydés. Des gastéropodes entiers sont présents. Ils sont comblés de micrite parfois en cours de microsparitisation. La base dénommée horizon A sur la figure 5.7, se distingue nettement du reste de l'échantillon grâce à sa couleur et sa composition. En effet, cette base est de couleur grisâtre tandis que le reste de l'échantillon est de teinte ocre. Cet état est dû à la différence texturale entre l'horizon A microsparitique et le reste de l'échantillon micritique. Cela crée une nette discontinuité visible dans l'ensemble de l'échantillon. Elle est accentuée par l'accumulation des gros intraclastes ferrugineux au sommet de l'horizon A. Ce dernier est recouvert d'un front de concentration d'oxydes de fer (horizon B). Au-delà s'observent des débris de coraux remaniés, puis des niveaux d'accumulation de fines coquilles disposées de façon concordante à la sédimentation. Elles sont soit imbriquées les unes dans les autres, soit préservées en vis-à-vis mais désarticulées. Elles disposent fréquemment de structures d'ombrelle. Quelques valves sont verticales. On peut y trouver associés quelques intraclastes ferrugineux, ainsi qu'un fin liseré microsparitique discontinu. Au sommet de l'échantillon, le sédiment est dominé par une oobiomicrorite à foraminifères agglutinés, gastéropodes et péloïdes. Une entité tubulaire, à paroi trilobée et enrichie en oxyde de fer se présente dans ce sédiment. La morphologie laisse soupçonner une origine végétale, de type rhizolithe et témoignerait ainsi de la présence de plantes à racines dans les écosystèmes alentour. Cela ne peut toutefois pas être confirmé. Le sédiment est très fortement bioturbé et marqué de terriers.

Le trait singulier de cet échantillon est la forte microsparitisation à la base. Ce processus est reconnu comme ayant lieu sous l'influence de fluides météoriques modifiant la structure micritique initiale (e.g., James et Choquette 1984). D'autres études indiquent une origine plus précoce de la microsparite (Munnecke et al. 1997). Ces auteurs décrivent la cimentation d'une boue aragonitique comme processus de diagenèse précoce en milieu sous-marin. L'observation de la microsparite relevée à Vorbourg révèle des microporosités au cœur des cristaux. Cela tendrait à abonder dans le sens d'une cimentation rapide de matériel aragonitique. En effet, Munnecke et al. (1997) décrivent le processus qui débute par une phase de croissance microsparitique en périphérie d'aiguilles aragonitiques. Ultérieurement, l'aragonite va se dissoudre et un vide pourra être laissé ouvert. La coexistence de micrite et de microsparite dans certaines cavités internes de gastéropodes va dans le sens d'un processus de transformation de la micrite originelle

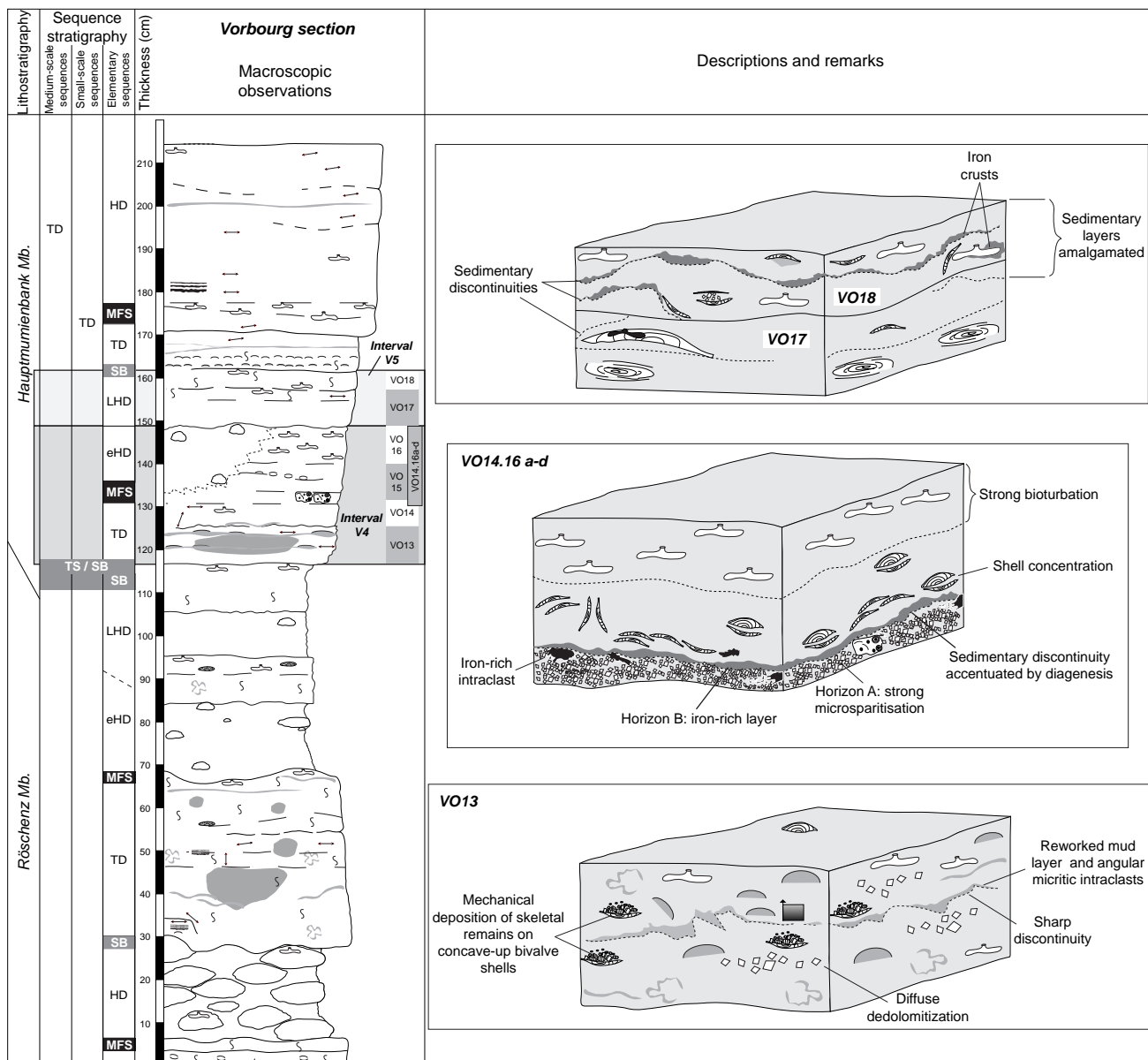


Fig. 5.7 - Présentation des intervalles V4 et V5 de la section de Vorbourg

en microsparite. Enfin, une origine diagénétique tardive de la recristallisation n'expliquerait pas l'agencement particulier des niveaux sédimentaires puisque seul l'horizon A est affecté. Que la diagenèse soit précoce ou tardive, elle implique l'existence initiale d'un horizon sédimentaire atypique, probablement issu d'une phase précoce d'induration d'un substrat soumis à un faible taux de sédimentation. Cette hypothèse est appuyée par la présence de larges intraclastes ferrugineux non émoussés indiquant le remaniement d'un substrat induré sur une distance assez courte. Au-delà de ce niveau microsparitique se présente un horizon fortement enrichi en oxydes de fer, l'horizon B. Ces oxydes sont communs dans l'ensemble de l'échantillon et sont notamment concentrés au niveau de petites fractures de l'échantillon. Cela indiquerait une migration de

fluides et une concentration préférentielle d'oxydes par diagenèse. Les oxydes de fer présents au sein de l'horizon B se seraient alors accumulés par blocage sur une surface particulière, non perméable à l'infiltration de fluides, correspondant ici au sommet de l'horizon A.

Les extrémités des intraclastes contenus dans l'horizon A sont parfois fracturées voire arrachées et les résidus suivent la direction de stratification imposée par le sédiment sus-jacent. La fracture nette des intraclastes indique qu'ils étaient indurés lors de leur mise en place dans l'horizon A. Ce dernier n'étant pas fracturé était probablement peu induré. La fracturation témoigne également de la rapidité d'installation du sédiment sus-jacent dont la base est enrichie en débris de coraux et en bivalves à coquilles en vis-à-vis. Les sédiments disposés

au sommet de l'échantillon VO14.16a-d sont riches en bioturbations et terriers. Cette succession semble de nouveau témoigner de la mise en place d'un dépôt de tempête.

L'interprétation de ce niveau relaterait une surface se cimentant progressivement et précocement et accumulant une forte quantité d'oxydes de fer (intraclastes de l'horizon A). Ce type d'accrétion s'effectue sous de faibles taux de sédimentation comme dans le cas d'épisodes d'inondation maximale (Canfield et Raiswell 1991, Sanders 2003). Le substrat induré serait ensuite vanné lors du passage d'une tempête puis redéposé à la semelle de la tempestite et en sa base sous forme d'intraclastes ferrugineux. Ici, le paléoécosystème serait situé sous une tranche d'eau relativement faible, dans la zone d'action des tempêtes et la surface d'ennoyage maximale érodée partiellement voire totalement. En effet, les échantillons VO15 et VO16 sont des équivalents latéraux de l'échantillon VO14.16a-d pour lesquelles le niveau de base qualifié d'horizon A n'a pas été retrouvé. Cela tendrait à confirmer une lacune sédimentaire par omission d'une surface d'ennoiement maximal. Toutefois, en se basant uniquement sur cette coupe d'étude et en l'absence d'autres marqueurs stratigraphiques cette hypothèse ne peut pas être étayée plus largement.

La surface de l'intervalle V4 refléterait la transition d'un dépôt de haut-niveau marin précoce vers un dépôt de haut-niveau marin tardif. L'espace disponible pour l'accumulation sédimentaire tendant à diminuer dans l'intervalle V5.

#### **Intervalle V5 - de 149 à 162 cm**

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.7.

Les bancs de cet intervalle montrent une diminution progressive d'épaisseur. Le premier, correspondant à l'échantillon VO17, est un calcaire marneux se dissociant en deux parties. La partie inférieure est friable et se décompose en certains endroits en marnes noduleuses. Le sédiment est composé d'une biomicrite à bivalves (inocérames, huîtres), foraminifères agglutinés (*Pseudocyclamina* et *Ammobaculites*), débris d'échinodermes et *Lithocodium aggregatum*. Les ooïdes radiaires et oncoïdes sont fréquents. La teinte est ocre, le tri modéré. L'étude des nodules montre une concentration de bivalves dont un est resté articulé, des structures géopétales, de la pyrite et des plages microsparitiques et sparitiques. La sparite se concentre dans certaines porosités interparticulaires.

La partie supérieure de l'échantillon fait 5 centimètres d'épaisseur et se distingue par une compétence légèrement accrue, traduisant une fraction carbonatée plus grande. Un moulage externe de coquille entière s'observe sur la face inférieure de cette partie de l'échantillon ; mais sa mauvaise préservation ne permet de faire aucune diagnose. Le sédiment est similaire à celui de la base si ce n'est que la teneur en intraclastes augmente légèrement. Une large coquille d'inocérame présente en sa face externe une perforation comblée de fins débris bioclastiques et de micrite. L'ensemble du sédiment encaissant est fortement bioturbé. Depuis le sommet de l'échantillon partent des terriers fins millimétriques horizontaux à obliques.

L'échantillon VO18, faisant quelques centimètres d'épaisseur, contient une biomicrite à microsparite composée de bivalves (huîtres et inocérames), de gastéropodes, de foraminifères agglutinés, d'ooïdes radiaires et d'oncoïdes. L'encroûteur *Lithocodium aggregatum* est présent. L'observation macroscopique montre plusieurs générations de bioturbation. En effet, la partie sommitale de l'échantillon est recoupée par un large terrier pluricentimétrique introduisant un sédiment de type wackestone dans le sédiment encaissant de type packstone à grainstone. D'autres terriers sont quant à eux comblés d'un sédiment très fin de type mudstone. L'ensemble de l'échantillon présente un aspect chaotique. Des concentrations d'oxydes de fer s'observent en front de terriers. Certaines microstructures formées par la juxtaposition de coquilles de bivalves forment des zones protégées où s'établissent des zonations diagénétiques ou néomorphoses transitionnelles. Ces dernières se caractérisent par la transition progressive d'une micrite vers une microsparite puis une sparite. Elles seront mieux exprimées dans l'intervalle suivant. Les terriers peuvent être le siège de microsparitisation.

La faune de cet intervalle est dominée par des organismes épibenthiques suspensivores et des endobiontes. Les populations de foraminifères agglutinés diminuent, tandis que la présence de microencroûteurs augmente légèrement. La diminution de l'épaisseur des bancs indique une diminution progressive de l'espace d'accommodation, liée à la diminution du niveau marin relatif. Le sommet de l'intervalle montre un amalgame de bioturbations, de terriers et de différents sédiments. L'apparition dans cet échantillon de microsparitisation tend à indiquer un ralentissement des taux de sédimentation. Le sommet de cet intervalle est interprété comme limite de séquence.

### Intervalle V6 - de 162 à 213 cm

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.8.

L'échantillon VO19 se caractérise par une forte concentration résiduelle de coquilles de bivalves, notamment en sa partie sommitale. Les coquilles y sont concordantes à la surface sédimentaire. Elles sont fréquemment disposées avec la partie convexe vers le haut, toutefois cette disposition ne doit pas être généralisée. De larges débris de coraux fortement arrondis sont communs. Le sédiment peut se décrire comme une biomicrite à plages microsparitiques, de type packstone à grainstone, riche en bivalves, foraminifères agglutinés, ooïdes, gastéropodes et débris de coraux. Les parties basales et médianes de l'échantillon sont chaotiques, et l'on y constate des fronts de concentration d'oxydes de fer. Plusieurs microencroûteurs sont remarqués, appartenant aux genres *Lithocodium*, *Troglotella* et *Bullopore*.

Le niveau suivant est également riche en bivalves et en larges débris de coraux. Toutefois, leur agencement n'indique plus une imbrication dense. L'échantillon VO20 se démarque des niveaux précédents par un changement de teinte ; jusqu'alors les sédiments étaient fortement influencés par les oxydes de fer, qui diminuent drastiquement à ce stade. En effet, la teinte du sédiment devient grisâtre et seules de rares passées locales d'oxydation diffuse sont constatées. La sédimentation a mis en place une biomicrite à sparite de type packstone-grainstone, riche en bivalves, gastéropodes et foraminifères agglutinés. Les débris de coraux ainsi que les ooïdes radiaires et oncoïdes sont présents. Des néomorphoses transitionnelles depuis la micrite vers la microsparite sont bien exprimées (Planche 1/8). Au sommet de l'échantillon se trouvent des structures géopétales, dont une initiée au sein d'un débris de corail dont les cavités ont été auparavant comblées par de la microbialite dense. Des traces de micrite péloïdale s'observent dans certaines cavités inter- et intraparticulaires.

Ces premiers bancs marquent un changement net des variations du niveau marin relatif. Une transgression marine s'opère de façon évidente, induisant un changement faunique caractérisé par l'apparition de microbialite. La différence de teinte marque une franche ouverture du lagon. Les accumulations coquillières de l'échantillon VO19 sont de type résiduel et liées au début de la transgression.

Au-delà des bancs VO19 et VO20 s'étend un épais banc d'une quarantaine de centimètres disposant de

fins lits argileux latéralement discontinus. L'analyse sédimentologique a permis d'en définir 5 sous-ensembles principaux décrits par les échantillons suivants :

#### Échantillon VO21B :

Il contient une bio-oo-pelmicrite à foraminifères agglutinés (surtout *Pseudocyclammina*), bivalves et échinodermes. Les péloïdes sont issus d'une forte micritisation de bioclastes. Les ooïdes sont de type radiaire. Le sédiment se caractérise par une forte teneur en micrite. Elle est concentrée dans des poches elliptiques à sphériques de quelques centimètres, attestant probablement d'une intense bioturbation dans un environnement calme. À la base de l'échantillon s'observe un petit bivalve articulé. Les éponges pharéronides apparaissent.

Le nombre important de terriers, la forte bioturbation et la concentration en micrite contenue dans cet échantillon laissent présumer d'un ralentissement du taux de sédimentation et une diminution de l'énergie du milieu. Cela témoigne probablement d'une inondation maximale de la plate-forme.

#### Échantillons VO21Ca et VO21Cb :

Ils se démarquent par un tri efficace de résidus squelettiques inclus dans un sédiment de type wackestone-packstone. La faune est variée et dominée par les *Pseudocyclammina*, les échinodermes et les bivalves. Des péloïdes sont également bien représentés et sont de deux types : des péloïdes nés de micritisation et des péloïdes microbiens. À ces allochems sont associés des fragments d'algues de type *Cayeuxia*, des éponges pharéronides et des débris de coraux. Les *Bullopore* sont bien représentés. Deux types de micrites sont observées, l'une est grise et homogène tandis que l'autre est de teinte plus sombre et parfois floconneuse. Leurs origines respectives sont probablement inorganique et microbienne. La micrite microbienne se concentre soit selon des plages à croissance verticale, soit dans certaines zones bioturbées. Les clastes sont principalement orientés de façon concordante avec la sédimentation. Toutefois, quelques alternances de grains à orientation oblique sont insérées dans le sédiment dominant.

#### Échantillon VO21A :

Cet échantillon correspond à une biopelmicrite à échinodermes, bivalves et foraminifères agglutinés (*Pseudocyclammina* et *Ammobaculites*). Quelques débris de coraux, des *Bullopore* et des éponges pharéronides sont présents, ainsi que des ooïdes radiaires et des oncoïdes. Deux types de micrite s'observent : une allomicrite et une micrite microbienne. La porosité intraparticulaire est fréquemment comblée de sparite



Les assemblages des échantillons VO21 à VO23 contiennent une faune de lagon ouvert, diversifiée, abondante, dominée par une épifaune suspensivore variée et des endobiontes. Les débris de coraux et d'éponges sont plus abondants que dans les intervalles précédents. Les ooides, oncoïdes et *Ammobaculites* sont de moins en moins présents. Les péloïdes sont d'origines microbienne et de micritisation. L'ensemble des sédiments est généralement bien trié. Il montre fréquemment une alternance, subparallèle à la stratification, de lits de granulométrie grossière et de lits plus fins, attribuables à une origine tidale. Ce caractère tend à se marquer de façon de plus en plus nette depuis l'échantillon VO21 vers l'échantillon VO23. Il est inversement proportionnel à la proportion de terriers. Enfin, la texture évolue depuis l'échantillon VO21 vers l'échantillon VO23 depuis un wackestone-packstone vers un grainstone. L'ensemble de ces données témoigne d'une tendance à la diminution de la bathymétrie du lagon dans un contexte de haut-niveau marin relatif.

### 5.3.4 Description taphonomique

La description taphonomique de la section de Vorbourg suivra les délimitations d'intervalles proposées dans le paragraphe 5.3.3.

#### *Intervalle V1 – de 0 à 30 cm*

Les signatures taphonomiques des échantillons de cet intervalle et leur évolution sont détaillées dans la figure 5.9.

La signature taphonomique des niveaux calcaires de la base de la coupe est caractérisée par des bivalves peu fragmentés, désarticulés et dont les valves sont parfois agencées en vis-à-vis. Y sont associés de communs fragments caractérisés par le grade taphonomique 3. La micritisation des bivalves est dominée par le grade taphonomique 2, c'est-à-dire qu'ils disposent d'une couverture de micritisation inférieure à 25%. Le grade 1 est commun et associé aux valves non à peu fragmentées. L'usure est généralement légère et permet parfois de constater des ornements préservés en surface des valves. L'arrondi est peu marqué, toutefois des valves

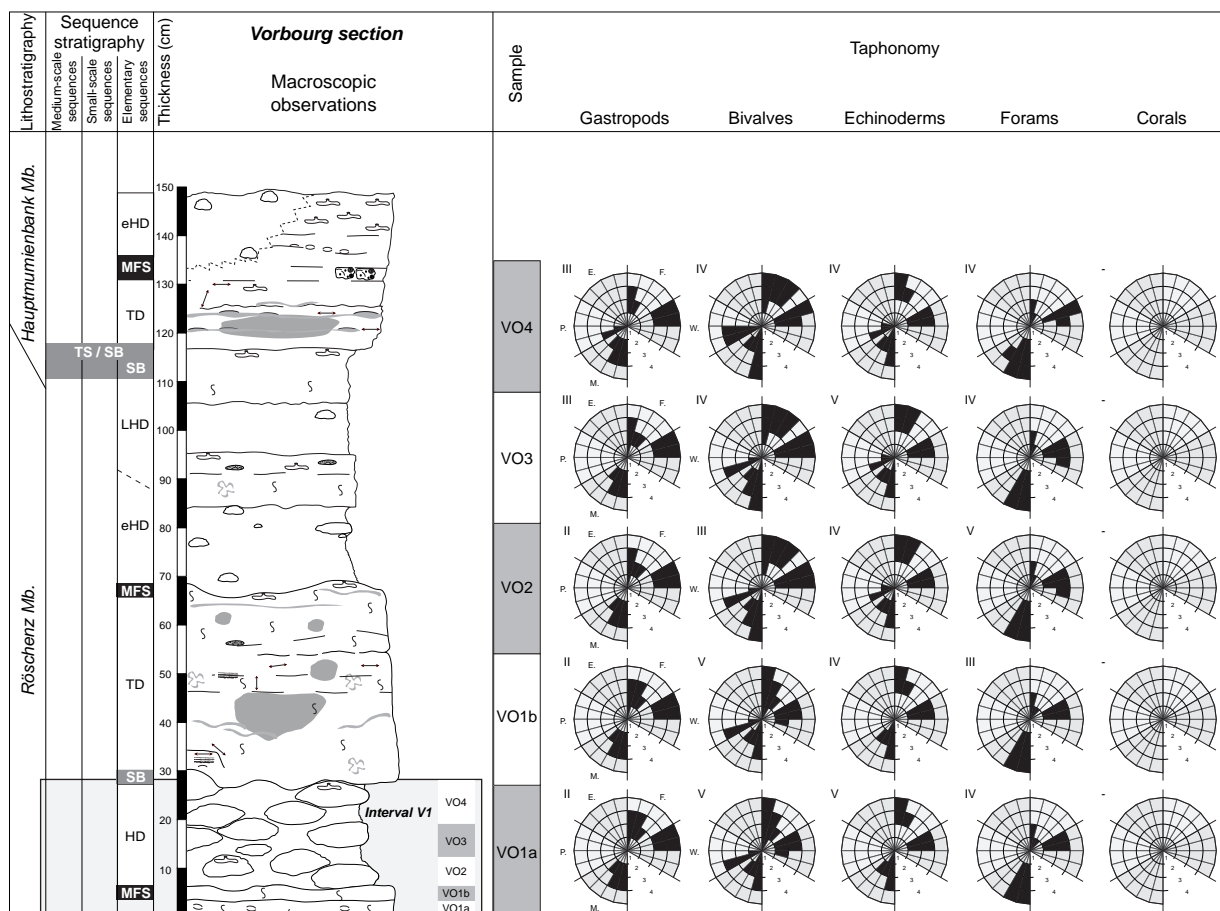


Fig. 5.9 - Analyse taphonomique de l'intervalle V1 de la section de Vorbourg (voir la figure 3.3 pour la lecture des diagrammes)



plus émoussées sont communes. Ces mollusques sont parfois perforés. Les foraminifères agglutinés montrent une signature taphonomique plus hétérogène, formée du mélange des grades taphonomiques 2, 3 et 4 concernant la micritisation, et des grades 2 et 3 concernant l'usure. La fragmentation est dominée par le grade taphonomique 1. Les échinodermes sont fortement fragmentés et représentés par les grades taphonomiques 3 et 4. Leur micritisation est dominée par le grade taphonomique 2. L'usure est légère à modérée. La signature taphonomique des gastéropodes décrit une fragmentation et une micritisation dominées par le grade taphonomique 2. La dissolution des cristaux aragonitiques composant initialement la coquille des gastéropodes est forte.

Les marnes sus-jacentes montrent une augmentation de la fragmentation des bivalves. Seuls dans les nodules quelques résidus peu fragmentés de bivalves sont préservés. La micritisation reste dominée par le grade taphonomique 2, toutefois un accroissement moyen de la micritisation s'effectue. Ainsi, la teneur des coquilles micritisées suivant les grades taphonomiques 3 et 4 augmente. L'usure est variable et issue d'un mélange des grades 2 à 4. Quelques valves sont perforées. Les gastéropodes et les foraminifères ne montrent pas de variation particulière de leur signature taphonomique par rapport aux échantillons basaux de cet intervalle. Les échinodermes montrent un accroissement de la perforation. Au sommet de l'intervalle V1, la micritisation des bivalves et des foraminifères décroît légèrement, ainsi que l'usure. La perforation des mollusques augmente.

#### ***Intervalle V2 – de 30 à 68 cm***

Les signatures taphonomiques des échantillons de cet intervalle et leur évolution sont détaillées dans la figure 5.10.

Les résidus squelettiques de bivalves à la base de cet intervalle sont présents suivant différents degrés de fragmentation, sous des proportions équivalentes des grades taphonomiques 2, 3 et 4. Le grade 1 est présent mais moins abondant. La micritisation est dominée par le grade taphonomique 2 auquel s'adjoint de communs représentants du grade taphonomique 3. Les coquilles sont légèrement à modérément usées, et parfois perforées et encroûtées par des foraminifères du genre *Placopsilina*. Concernant les foraminifères, la fragmentation est similaire à l'intervalle V1 tandis que la micritisation diminue légèrement. Le grade taphonomique 3 reste toutefois dominant. Les échinodermes ne montrent pas de changement particulier par rapport à l'intervalle précédent, mis à part une diminution de la micritisation moyenne. Le grade taphonomique 2 est dominant.

L'échantillon VO6 montre une domination de fragments de coquilles de bivalves du grade taphonomique 2, communément accumulés parallèlement avec la surface sédimentaire. Relativement à l'échantillon précédent, la micritisation tend à croître avec quelques représentants du grade taphonomique 4. Ce fait est aussi constaté chez les foraminifères agglutinés et les échinodermes dont l'accroissement progressif de la micritisation s'effectue jusqu'au sommet de l'intervalle V2. Le sommet de l'intervalle montre une diminution du nombre de bivalves peu fragmentés. Des organismes encroûteurs s'installent sur les résidus de bivalves et d'échinodermes des échantillons VO6 et VO7. Ils appartiennent aux bryozoaires du groupe *Berenicea*, ainsi qu'aux foraminifères des genres *Lithocodium* et *Placopsilina*. Quelques débris de coraux s'observent dispersés dans l'intervalle V2 ; ils sont fragmentés, fortement usés et peu micritisés.

#### ***Intervalle V3 – de 68 à 117 cm***

Les signatures taphonomiques des échantillons de cet intervalle et leur évolution sont détaillées dans la figure 5.10.

Les marnes de cet intervalle sont caractérisées par une signature taphonomique relativement homogène. Les résultats acquis pour cet intervalle doivent être considérés avec précaution car ils sont basés sur l'observation de résidus squelettiques étant siège d'une forte oncoïdisation. Les bivalves sont surtout à l'état de débris fragmentés et usés suivant les grades 3 et 4. La micritisation est dominée par les grades taphonomiques 2 et 3. Le grade taphonomique 4 est également commun, traduisant un accroissement de ce trait par rapport à l'intervalle précédent. Les perforations sont présentes. Les foraminifères sont couramment le siège d'une forte micritisation. Les résidus squelettiques de cet intervalle sont fortement usés et caractérisés par un arrondi très marqué.

#### ***Intervalle V4 – de 117 à 149 cm***

Les signatures taphonomiques des échantillons de cet intervalle et leur évolution sont détaillées dans la figure 5.11.

L'échantillon VO13 à la base de cet intervalle montre une fragmentation variable. Il existe de nombreux bivalves peu fragmentés, en position de stabilité avec une face convexe orientée vers le haut et fréquemment siège de structures d'ombrelle. Des débris de bivalves du grade taphonomique 3 y sont communément associés. Les résidus peu fragmentés sont généralement peu micritisés et peu usés tandis que les débris à plus haut degré de fragmentation sont principalement micritisés suivant

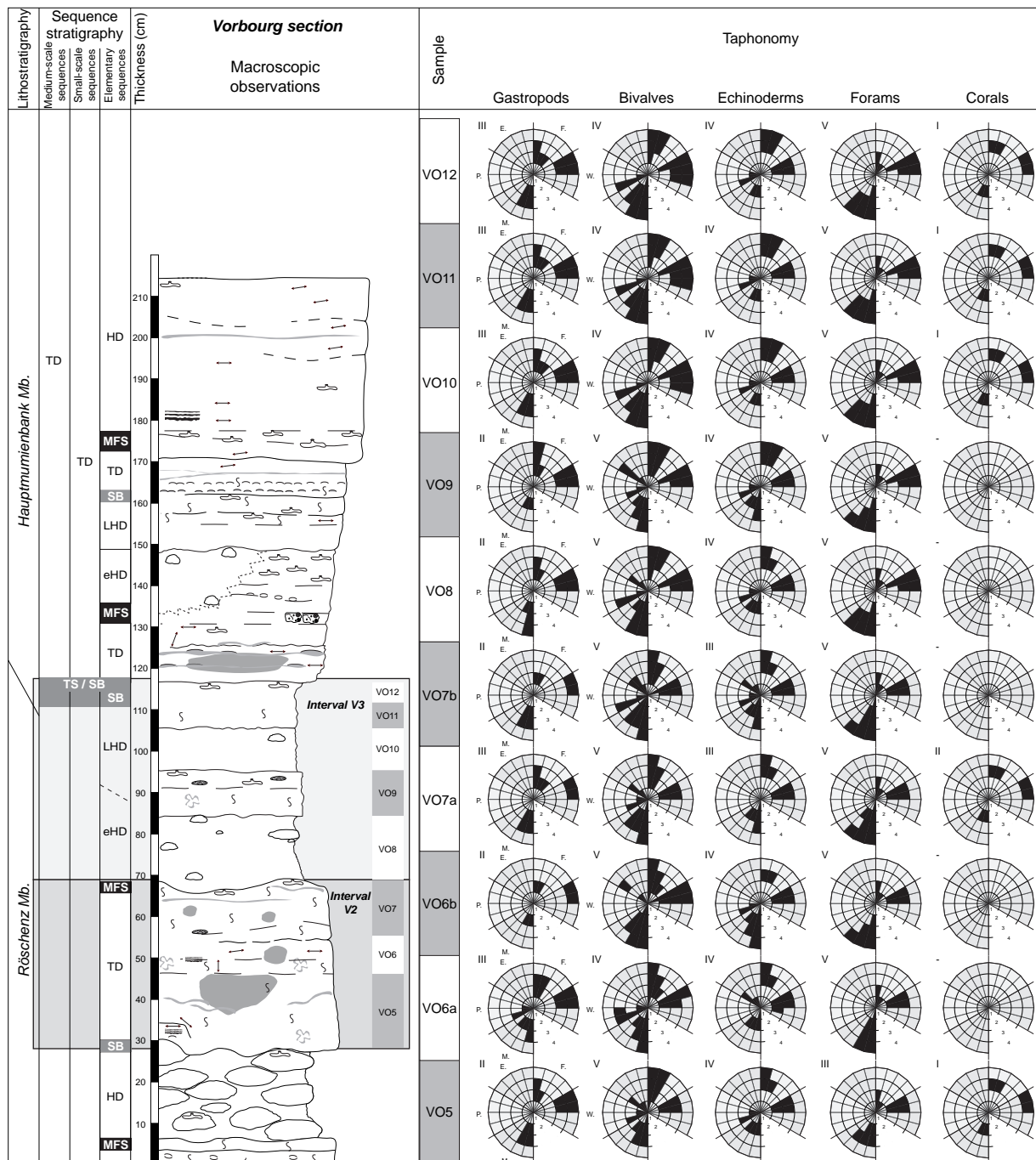


Fig. 5.10 - Analyse taphonomique des intervalles V2 et V3 de la section de Vorbourg

le grade taphonomique 3 et fortement usés. Quelques perforations sont notables. Les débris d'échinodermes sont fortement fragmentés, légèrement à modérément usés et relativement peu micritisés. La micritisation des foraminifères se singularise par un fort mélange des grades taphonomiques 2 à 4. Ils sont dominés par une faible fragmentation et une usure légère à modérée.

Au sein de l'échantillon VO14, les coquilles de bivalves sont fragmentées principalement suivant le grade taphonomique 3. En moyenne, la micritisation

de l'assemblage fossile tend à augmenter légèrement par rapport à l'échantillon VO13. Cette tendance ne se maintiendra pas dans les échantillons supérieurs.

L'échantillon VO14.16a-d est décrit en sa base par l'horizon A (voir paragraphe 5.3.3). La signature taphonomique y est légèrement hétérogène. Concernant les bivalves, la fragmentation est caractérisée par les grades taphonomiques 2 et 3, le grade 4 est peu abondant. La micritisation et l'usure sont légères à modérées. Quelques débris sont perforés, toutefois les grains non perforés restent majoritaires. Les échinodermes ne

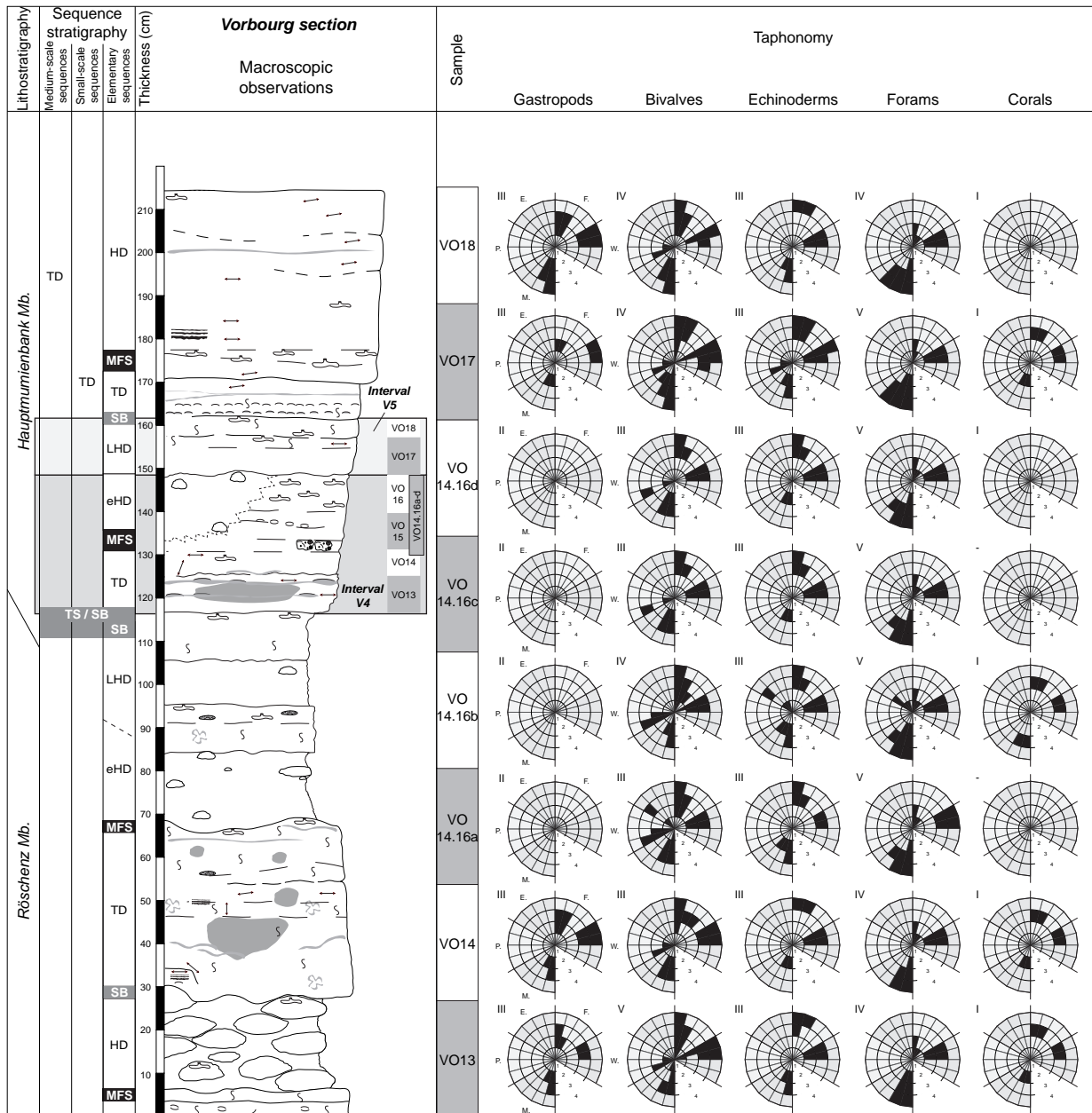


Fig. 5.11 - Analyse taphonomique des intervalles V4 et V5 de la section de Vorbourg

montrent pas de changement taphonomique particulier par rapport aux niveaux sous-jacents. Les foraminifères sont quant à eux marqués par un accroissement de la teneur en représentants modérément micritisés, c'est-à-dire qu'ils sont dominés par le grade taphonomique 3. Cette signature reste relativement similaire dans le niveau sus-jacent. Elle se caractérise toutefois par un accroissement de coquilles de bivalves peu fragmentées et peu micritisées. Les coquilles sont parfois préservées avec les valves en vis-à-vis. Au sommet de l'échantillon, le grade taphonomique 2 de la fragmentation des bivalves disparaît. L'analyse des foraminifères et des échinodermes ne reflète pas de changement particulier par rapport au reste de l'échantillon.

#### Intervalle V5 – de 149 à 162 cm

À l'observation macroscopique, l'échantillon VO17 se distingue par la présence d'un large bivalve inocérame peu fragmenté. Hormis sa présence, le taphofaciès se caractérise par une fragmentation modérée à forte (Figure 5.11). La micritisation est dominée par le grade taphonomique 2. Le grade 3 est commun et le 4 mineur. L'usure des coquilles de bivalves est généralement modérée et associée à de communs représentants du grade taphonomique 4. Cette usure correspond principalement à un arrondi assez marqué. Les foraminifères se distinguent des niveaux précédents par un accroissement moyen de la micritisation, ici dominée par les grades taphonomiques

3 et 4. Les débris de coraux observés dans l'intervalle V4 sont modérément fragmentés et usés et peu micritisés. L'échantillon VO18 présente un accroissement relatif de la teneur en coquilles de bivalves peu fragmentées. Les valves peu fragmentées sont principalement orientées parallèlement à la surface sédimentaire. Toutefois, les fortes bioturbations affectant cet échantillon entraînent un agencement chaotique d'une majorité de bioclastes. La micritisation des coquilles de bivalves est légère à modérée et marquée par une légère diminution relativement à l'échantillon précédent. La micritisation des foraminifères reste élevée.

#### **Intervalle V6 - de 162 à 213 cm**

Les taphofaciès acquis pour cet intervalle sont présentés en figure 5.12. La base est caractérisée par l'échantillon VO19 issu d'une forte accumulation de coquilles de bivalves. Les coquilles peu fragmentées dominent, principalement au sommet de l'échantillon. Elles s'y trouvent couramment agencées parallèlement à la surface sédimentaire, la face convexe orientée vers le haut. Les grades 3 et 4 concernant la fragmentation sont communs. La micritisation montre une forte hétérogénéité et est ainsi représentée par les grades taphonomiques 1 à 4. L'usure suit un schéma comparable. Ces clastes sont parfois perforés, toutefois le grade 1 reste dominant. Les débris d'échinodermes sont fortement fragmentés. Ils sont légèrement à modérément usés et micritisés. Les foraminifères sont fortement micritisés. Cependant le grade taphonomique 2 est commun. Les débris de coraux sont fragmentés suivant le grade taphonomique 3 et fortement usés. Certains résidus sont encroûtés par des *Lithocodium*. L'échantillon VO20 présente un taphofaciès relativement similaire. Il se distingue toutefois par un assemblage de bivalves dont la micritisation est dominée par les grades taphonomiques 2 et 3. Le mélange de grades diminue. Les débris de coraux sont quant à eux en moyenne légèrement moins usés.

#### **Échantillons VO21B :**

Les bioclastes de cet échantillon se distinguent particulièrement des niveaux précédents par leur forte micritisation. C'est particulièrement le cas pour les foraminifères qui sont alors reconnaissables uniquement par la morphologie externe de leur test. Les autres traits taphonomiques ne montrent pas de changement particulier. Il est toutefois intéressant de relever la présence d'un bivalve dont les coquilles sont restées articulées.

#### **Échantillons VO21Ca et VO21Cb :**

Dans ces échantillons, bien qu'elle reste élevée, la micritisation moyenne des bioclastes diminue par

rapport aux échantillons précédents. Elle se caractérise par une dominance des grades taphonomiques 3 et 4. Cela indique un accroissement du mélange des grades taphonomiques. Le grade taphonomique 2 devient commun. La fragmentation des bivalves est assez hétérogène et représentée par les grades 2, 3 et 4. Cependant le grade 2 tend à dominer l'assemblage. Ces organismes sont parfois perforés et encroûtés par des *Tubiphytes*. Les *Bullopora* sont présents notamment au sein d'oncoïdes.

#### **Échantillon VO21A :**

Le taphofaciès de cet échantillon est presque similaire aux échantillons VO21C. Il montre un accroissement du mélange de grades taphonomiques en termes de fragmentation et d'usure des bivalves, ainsi que de légères variations locales de la micritisation (VO21A2).

#### **Échantillon VO22 :**

Cet échantillon se distingue des précédents par une homogénéisation accrue de la signature taphonomique. De nombreux traits taphonomiques sont dominés par un seul grade. C'est le cas de la fragmentation, de l'usure et de la micritisation des bivalves qui sont dominées par le grade taphonomique 2. Les foraminifères voient leur micritisation dominée par le grade taphonomique 4.

#### **Échantillon VO23 :**

La signature taphonomique de cet échantillon correspond également à un faible mélange de grades, notamment concernant la micritisation. Pour les bivalves, elle est dominée par le grade taphonomique 2, tandis que le grade 3 domine pour les foraminifères. Les débris de coraux, ainsi que les bivalves sont couramment encroûtés par des bryozoaires, des *Bullopora* et des *Lithocodium*.

#### **Synthèse abrégée**

L'intégralité de ces informations sera traitée statistiquement puis présentée dans une analyse comparative dans le chapitre 7. Cette analyse intégrera les données acquises pour la section de Hautes-Roches. Elle tiendra également compte des résultats obtenus au Belize. Les premières observations permettent de constater de façon évidente que les organismes ne disposent pas de la même susceptibilité à être altérés ; c'est-à-dire qu'ils ne répondent pas de façon similaire à la fragmentation, la micritisation, l'usure, l'encroûtement ou la perforation. Les bivalves et les foraminifères présentent les plus larges variations taphonomiques. Ils seront particulièrement utiles lors de l'analyse taphonomique.

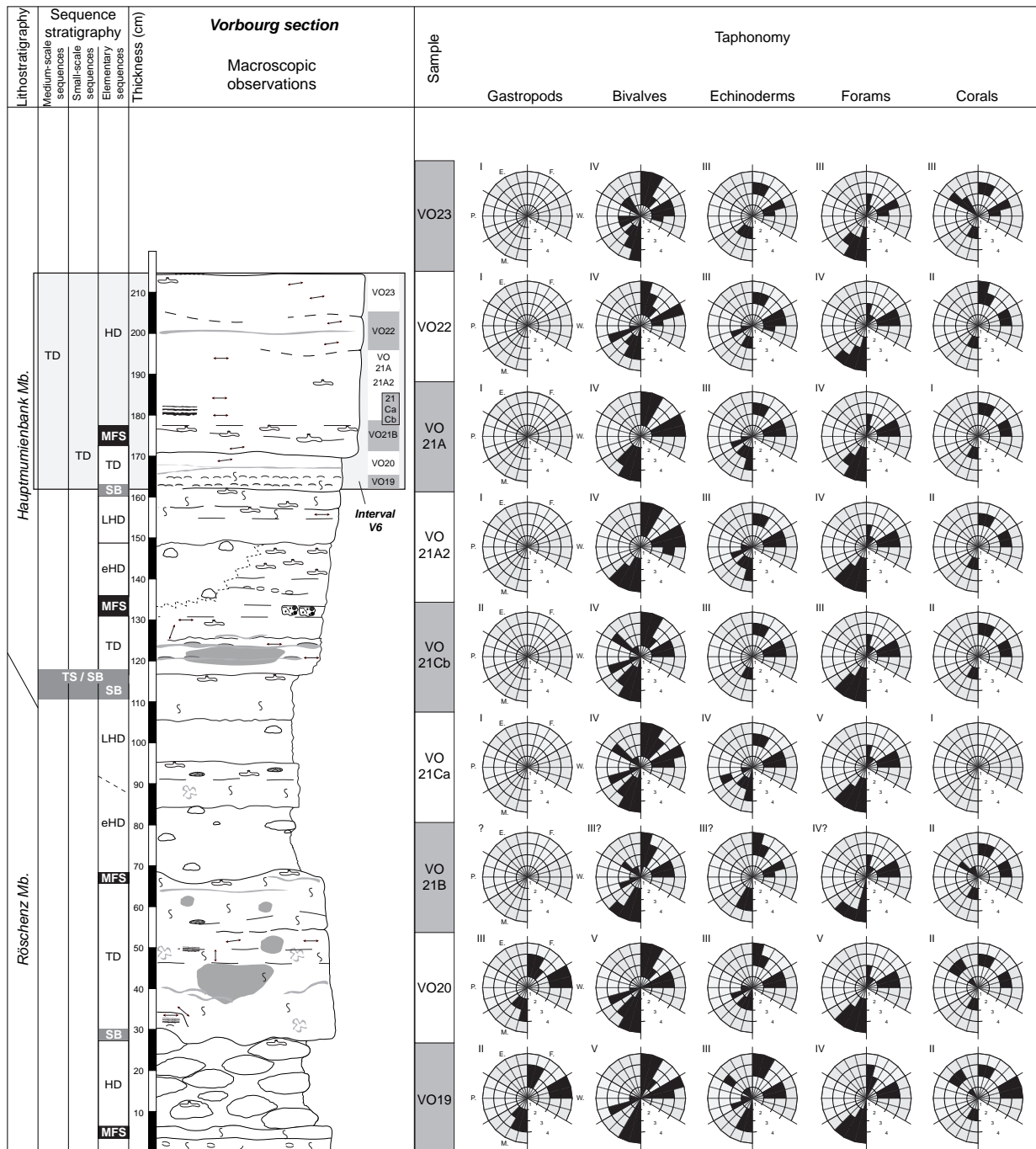


Fig. 5.12 - Analyse taphonomique de l'intervalle V6 de la section de Vorbourg

Il existe une nette évolution verticale des taphofaciès non seulement d'un intervalle à l'autre, mais également au sein d'un même intervalle. Cela suppose que les variations s'effectuent en fonction de l'environnement de dépôt, mais aussi en fonction de changements des facteurs de contrôle influençant les paléocosystèmes. L'attribution de ces changements à l'évolution du niveau marin relatif sera développée dans le chapitre 8.

Ces premières observations permettent d'exprimer la signature taphonomique en fonction du degré de mélange de grades taphonomiques. En d'autres termes, il a été possible de constater que certains échantillons sont dominés par un grade, tandis que d'autres correspondent au mélange plus ou moins équivalent de différents grades.

## 5.4 Section de Hautes-Roches

### 5.4.1 Introduction

Cette coupe a été précédemment étudiée par Pittet (1996 : Figure 32b - mètres 53 - 60) qui a défini sa position dans un cadre stratigraphique régional depuis le Membre de Günsberg jusqu'au Membre de Steinebach. Il s'est basé sur les déterminations taxonomiques et sédimentologiques de Dupraz (1994), qui s'est notamment concentré sur l'étude des communautés coralliennes (voir également Dupraz 1999, Dupraz et Strasser 1999). Védrine (2007 : Figure 4.9a - base) a considéré l'évolution de ces dépôts au cours d'une transgression marine et a étudié la distribution des oncoïdes en fonction du niveau marin et du climat (voir également Védrine et al. 2007). Dans le présent travail, une courte section de 5,40 mètres a été sélectionnée autour de la transition entre le Membre du Günsberg et le Membre de Steinebach (Figure 5.2). Cette coupe, décrite sous le nom « Hautes-Roches Coral Level B » par Dupraz (1999), débute au-dessus d'un niveau condensé ferrugineux initialement interprété comme une limite de séquence (Pittet 1996, Dupraz 1999). Ce niveau a ensuite été réinterprété comme une surface d'inondation maximale, résultant de la combinaison d'une longue tendance transgressive et de variations du niveau marin relatif à hautes fréquences, conduisant à l'expression accentuée d'une surface diagnostique majeure (Strasser et al. 1999, Wetzel et Strasser 2001). Dans notre cas, un espace disponible réduit serait maintenu, empêchant d'accumuler des sédiments sur une surface qui s'exprimera d'autant plus longtemps que le niveau marin restera relativement stable. Au-delà de cette limite s'observent 90 cm de calcaires à intercalations marneuses variables, puis 350 cm de marnes. Ils constituent la fin du Membre de Günsberg. Les calcaires au sommet de la coupe correspondent aux premiers niveaux du Membre de Steinebach et marquent un épisode transgressif majeur enregistré dans l'ensemble du Jura (Strasser 2007).

Le Membre de Günsberg étant l'équivalent latéral du Membre de Röschenz et le Membre de Steinebach celui du Hauptmumienbank, cette coupe recouvre donc le même intervalle que celle de Vorbourg.

L'analyse à très haute résolution effectuée dans les marnes du Membre de Günsberg a permis de préciser la stratigraphie séquentielle dans ces dépôts et de délimiter 3 séquences.

### 5.4.2 Localisation

La section de Hautes-Roches appartient au flanc sud de l'anticlinal du Raimeux. Elle se situe à quelques kilomètres au nord de la ville de Moutier dans le Canton de Berne (coordonnées 594.950/238.250). Chemin faisant vers le nord depuis Moutier, on y accède en quittant la route principale 6 à la sortie de Roches, en suivant une voie d'accès dite « Haut du Village ». Cette route mène au hameau de Hautes-Roches, d'où part un chemin forestier qui plonge dans la forêt. La section étudiée ici débute à environ 800 mètres après l'entrée du chemin (Figure 5.13).

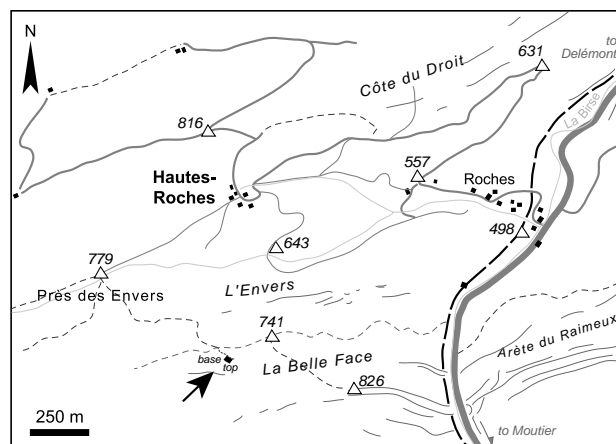


Fig. 5.13 - Localisation de la section de Hautes-Roches (d'après Védrine 2007 - basé sur la Carte nationale de la Suisse n° 1106 Moutier, 1:25000)

### 5.4.3 Description sédimentologique et interprétation

L'étude des microfaciès appartenant au Membre de Günsberg a été effectuée sur des niveaux marneux. Dans ce cas, les « limites de bancs » ne sont pas définissables du fait de l'absence de critères distinctifs. Pour cette raison, il ne sera pas fourni une analyse scrupuleuse de chaque échantillon. La description se basera principalement sur la reconnaissance d'assemblages fossiles similaires et/ou comparables, regroupant plusieurs échantillons considérés comme représentatifs. Le Membre de Steinebach sera quant à lui décrit banc par banc. Enfin, la base de la section étant très pauvre en fossile, sa description sera très succincte. La description de la section complète est fournie par la figure 5.14. Elle s'est faite par l'emploi de 66 lames minces obtenues soit dans les calcaires, soit dans les marnes et les nodules, et de 39 échantillons lavés puis étudiés à la loupe binoculaire.







sont probablement allochtones. Bien qu'une ouverture se soit initiée dans l'intervalle H1, les conditions restent assez restreintes. Le niveau noduleux situé au centimètre 120 est interprété comme lieu de transition entre haut niveau marin précoce et tardif. Il serait issu du remaniement de dépôts antécédents lors de l'inversion de tendance du niveau marin relatif (voir Brett 1995 et le paragraphe 8.1.2 de ce travail). L'échantillon HR3 azoïque semble indiquer l'avortement de cette ouverture. La tranche d'eau du lagon était alors probablement trop faible et trop anoxique pour que des faunes s'y installent ou que des sédiments s'y accumulent. Le niveau HR3 est interprété comme une limite de séquence au-delà de laquelle le système va s'ouvrir à nouveau.

### ***Intervalle H3 - de 138 à 207 cm***

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.15.

Ces marnes sont moins riches en argiles que les marnes de l'intervalle H2. La teneur en quartz ne varie pas et se maintient autour de 15% avant de diminuer légèrement à partir du centimètre 185. Quelques nodules sont trouvés entre les centimètres 140 à 165 cm (échantillons HR4 à HR6). La faune contenue à la base de cet ensemble est pauvre et se compose principalement de débris d'échinodermes (crinoïdes, oursins, astéries, ophiures), d'ostracodes, de *Pseudocyclammina*, de bivalves des morphotypes 2 et 3, et de petites huîtres. De la pyrite est fréquemment relevée, soit à l'état de framboïdes isolés dans le sédiment, soit sous forme de cristaux pénétrant les structures cristallines des bioclastes. De la dolomie est également remarquée. L'échantillon basal HR4 est caractérisé par le mélange de foraminifères noircis et de bioclastes de teinte claire. Une analyse des nodules contenus dans les marnes HR4 à HR6 a été menée. Ils sont de taille centimétrique, contiennent de la dolomie et quelques cristaux de pyrite. L'échantillon HR6 se distingue par une granulométrie légèrement plus grossière et contient quelques débris d'échinodermes et des galets noircis. Dans l'échantillon HR4, la partie supérieure d'un nodule est comblée de larges cristaux sparitiques. Cela laisse penser que la nodulisation est liée au comblement et à la cimentation précoce d'une cavité dont le sommet était resté vide. La morphologie allongée et subsphérique des nodules porte à croire qu'ils correspondent au comblement de terriers.

Dès l'échantillon HR6 la faune se diversifie progressivement et devient plus abondante. Des bryozoaires apparaissent, ainsi que des petits gastéropodes dont seul le moule interne est préservé, des brachiopodes, des serpules et des foraminifères agglutinés du genre *Ammobaculites*. La teneur en

bivalves des morphotypes 2 et 3 et des petites huîtres augmente. Des bivalves de type astarte apparaissent vers le sommet de l'ensemble marneux et domineront rapidement sur les autres bivalves. Bien qu'une légère augmentation de la taille moyenne des bioclastes puisse être constatée, les faunes restent caractérisées par des organismes de petite taille. La teneur en pyrite dans les échantillons diminue progressivement vers le sommet de l'intervalle. La dolomie diminue également en abondance suivant un schéma intéressant. À la base, la dolomie est dispersée dans le sédiment et présente dans les nodules. Progressivement, la dolomie à l'état dispersé diminue tandis qu'elle est encore visible dans les nodules. Puis, dès l'échantillon HR7 la dolomie disparaît totalement.

Les populations de bivalves sont composées et dominées de petits organismes fouisseurs, dont des astartes, qui s'inscrivent dans des guildes témoignant d'environnements appauvris en oxygènes (Aberhan 1994). La croissance de pyrite intracristalline au sein des coquilles de bioclastes confirmerait le caractère peu oxygéné des eaux du lagon. En effet, de telles conditions diminuent la vitesse de décomposition de la matière organique, favorisant ainsi la précipitation de sulfures de fer (Canfield et Raiswell 1991). Toutefois, dans cet intervalle, différents critères indiquent que l'ouverture du système s'effectue progressivement. Dans la série sédimentaire, on constate une diminution de la teneur en dolomie et en pyrite, ainsi qu'une diversification des communautés benthiques, et un accroissement de la taille moyenne de leurs représentants. Ces renseignements traduisent une augmentation progressive de l'oxygénation des eaux du fond du lagon.

### ***Intervalle H4 - de 207 à 234 cm***

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.15.

Les marnes de cet intervalle débutent par un horizon noduleux (échantillons HR11, HR12) relativement plus riche en quartz que les dépôts sous-jacents. Les marnes encaissantes contiennent une faune légèrement différente de celle contenue dans les nodules. Elle est dominée par les bivalves, les échinodermes (crinoïdes, oursins, astéries, ophiures), les foraminifères (*Pseudocyclammina*) et les ostracodes. Au-delà de cet horizon, le nombre de gastéropodes et de serpules dans les marnes augmente légèrement tandis que le nombre d'astéries et d'ophiures diminue. Au sommet, la teneur en argile augmente et les bioclastes sont communément noircis. Cet ensemble se termine par un fin niveau de nodules plats (HR15).



diminuer à mesure que l'on se déplace depuis l'échantillon HR11 vers l'échantillon HR15. En environnement de lagon ouvert cela pourrait indiquer une position plus distale de l'échantillon HR15. Toutefois, les assemblages constatés appartiennent à un environnement de lagon semi-restreint où des dépôts fins peuvent s'installer lors d'une fermeture de bassin sédimentaire. Cette restriction peut être liée soit à une accumulation trop importante de matériel, soit à une diminution du niveau marin relatif. Cette progressive diminution de la tranche d'eau du lagon se traduit également par la baisse de l'abondance relative et de la diversité dans les marnes du sommet de l'intervalle. Les premiers nodules de cet intervalle ont été interprétés comme lieu d'enneigement maximal, les nodules sommitaux comme limite de séquence.

L'histoire du lagon des intervalles H3 et H4 débiterait par une transgression marine efficace ouvrant un nouveau lagon semi-restreint, relativement plus profond que ceux issus des précédentes ouvertures. La transgression se marque à la base de l'intervalle par un mélange de bioclastes noircis et de bioclastes de teinte claire (échantillon HR4). Cela est interprété par Strasser et Davaud (1983) comme résultant du mélange d'un matériel préalablement noirci dans un environnement réducteur, puis remanié voire transporté au sein d'un autre sédiment plus récent formé sous conditions plus oxydantes. Les épisodes de transgression précoce sont particulièrement efficaces pour remanier et vanner le substratum antécédent et mélanger des sédiments d'âges différents (e.g., Nummedal et Swift 1987). Dans ce contexte transgressif s'installe progressivement une faune d'organismes endobenthiques plus variée et plus abondante que précédemment et dont la taille moyenne des organismes tend à croître. Parallèlement, le caractère restreint du lagon s'amoindrit. Cela s'accompagne d'une diminution de la teneur en pyrite et dolomie. Les premiers nodules apparaissent au sommet de l'intervalle H3 puis se densifient en base de H4. Ils témoignent probablement d'un ralentissement de taux de sédimentation. Dans ce contexte, une cimentation relativement précoce peu s'instaurer (El Albani et al. 1997, Cherns et al. 2008). La concrétion carbonatée offre ainsi un potentiel de préservation inestimable des figures sédimentaires de tempête. Ces nodules sont interprétés comme lieu d'inondation maximale. Une succession intéressante de diminution granulométrique s'observe dans les nodules. Ces matériaux devenant de plus en plus fins ont été interprétés comme caractérisant un comblement d'un bassin sédimentaire restreint. Le sommet de l'intervalle voit sa teneur en argile croître à partir du centimètre 224, cela indiquerait un accroissement de la progradation des sédiments vers la mer, achevant la fermeture du bassin.

#### ***Intervalle H5 - de 234 à 252 cm***

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.16.

Cet ensemble est composé de marnes relativement riches en argiles. Il se caractérise par un accroissement de l'abondance relative et par une diminution drastique de la teneur en oxydes de fer jusqu'à alors communs voire abondants. Les faunes sont dominées par des bivalves du morphotype 2, des oursins, des crinoïdes, des astéries et des ophiures. La taille moyenne des bioclastes augmente légèrement.

Le changement de teinte très marqué dans cet intervalle correspond probablement à une nouvelle phase d'ouverture du système. L'environnement perd ici son fort pouvoir réducteur et l'oxygénation du milieu devient plus efficace. Cela se remarque aussi grâce au changement dans les communautés de bivalves. En effet, on voit rapidement la disparition des bivalves astartes et du morphotype 3, tous deux adaptés à des environnements appauvris en oxygène. Seuls les bivalves du morphotype 2 subsistent. Concernant les ophiures, cet intervalle correspond au lieu de leur plus forte représentation. Bien qu'aucun représentant ne soit retrouvé entier, cela tend à montrer le développement de conditions environnementales favorables aux organismes suspensivores. De petites huîtres connaissent également une augmentation de leur abondance. Enfin, l'accroissement des populations d'*Ammobaculites* confirmerait l'hypothèse d'un environnement progressivement mieux oxygéné. En effet, Tyska et Kaminski (1995) et Olóriz et al. (2003b) rapportent des domaines inféodés par ce foraminifère lorsque les conditions anoxiques cessent et transitent vers une bonne oxygénation.

#### ***Intervalle H6 - de 252 à 280 cm***

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.16.

Cette zone est caractérisée par la présence de nodules de composition variable. Ils sont contenus dans des marnes largement dominées par des foraminifères agglutinés des genres *Pseudocyclamina* et *Ammobaculites*. Les ostracodes sont bien représentés, ainsi que les bivalves du morphotype 2, les huîtres et les échinodermes. Les nodules disposent d'une évolution interne remarquable. En effet, l'échantillon HR18 renferme de fins nodules formés d'une séquence granodécroissante avec à la base une accumulation d'échinodermes et de quartz ; au sommet une accumulation de coquilles d'ostracodes et de quartz. La limite entre ces deux horizons est franche et recouverte d'intraclastes micritiques et de quelques

coquilles éparses de bivalve. L'échantillon HR19 dispose de gros nodules à granulométrie moyenne plus grossière. On y distingue deux séquences granodécroissantes non complètes. La première est recoupée par la base de la seconde. Cette base est composée de larges résidus bioclastiques, principalement des *Pseudocyclamina* et des débris d'échinodermes. Au-delà, les ostracodes et le quartz sont particulièrement abondants. L'aspect de cette séquence est plus chaotique que celle de l'échantillon HR18 et présente des témoins de bioturbation. Enfin, l'échantillon HR21 contient des nodules de taille relativement inférieure aux nodules de HR19. La granulométrie de ces nodules est également inférieure. Ils sont riches en quartz et valves d'ostracodes, mais ne se caractérisent pas par des séquences granodécroissantes.

Tout comme dans le cas de l'intervalle H4, la nodulisation s'est probablement effectuée dans un contexte de taux de sédimentation réduit.

Il est important de considérer le développement de ces nodules, à séquences granodécroissantes, associés au lieu de concentration particulière de larges foraminifères agglutinés et de quartz. Concernant les foraminifères agglutinés, différents auteurs attribuent aux *Ammobaculites* et/ou *Pseudocyclamina* une préférence pour les milieux de vie d'environnements restreints à protégés (Hottinger 1971, Olszewska et Wieczorek 1988, Pittet 1996, Bouhamdi et al. 2001, Flügel 2004). Bien que présents dans les différents écosystèmes étudiés dans ce travail, ces foraminifères abondent particulièrement dans les lagons semi-restreints. Une hypothèse plausible expliquant la composition des nodules serait l'existence d'une barre bioclastique submergée, située en aval d'un lagon semi-restreint, migrant progressivement vers le continent. Tucker et Wright (1990) indiquent que la migration de barres bioclastiques est effective lorsque la vitesse de montée du niveau marin ralentit, et qu'elles sont modelées par l'action de tempêtes. Dans ses modèles de reconstitution paléogéographique, Pittet (1996) décrit l'occurrence de nombreux environnements gréseux dans les lagons oxfordiens durant l'intervalle de temps qui nous concerne, sans toutefois décrire une permanence de barres tidales gréseuses. Bien que ces barres ne soient pas enregistrées dans la section de Hautes-Roches, envisager leur existence semble réaliste puisqu'elles permettraient la mise en place de domaines plus restreints en amont. De plus, la transition entre l'intervalle H6 et H7 se caractérise par un changement faunique qui voit l'apparition de bryozoaires branchus, de gros gastéropodes herbivores, d'oursins réguliers en place et de larges bivalves du genre *Pholadomya*. Cela implique un changement des conditions environnementales vers un milieu ouvert. La migration vers le continent d'une barre gréseuse non

émergée pourrait expliquer l'ouverture de l'écosystème, sans impliquer de nouvelle phase transgressive. Cela expliquerait également l'enrichissement en quartz d'un lagon semi-restreint riche en foraminifères agglutinés. Dupraz (1999) a également constaté cet influx gréseux sans en étayer l'origine.

#### **Intervalle H7 - de 280 à 324 cm**

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.16.

Le regroupement particulier des marnes de cet intervalle se base surtout sur l'observation de transitions de microfaciès attribuables à des transitions environnementales.

Les marnes à la base de l'intervalle montrent une légère diminution de l'abondance relative qui ne se maintiendra pas dans le temps. La faune reste tout d'abord comparable à celle des niveaux marneux sous-jacents, puis apparaissent quelques bivalves du genre *Pholadomya*, ainsi que des gastéropodes herbivores *Bourguetia striata*. Un peu plus tardivement, la quantité de spicules d'oursins réguliers de type *Cidaris* commence à croître. Parallèlement les communautés de foraminifères agglutinés se réduisent. Les nodules sont similaires à la description fournie pour l'échantillon HR21. Toutefois, une augmentation progressive de la teneur en clastes de grande taille s'effectue. Elle est accompagnée de l'apparition d'encroûtement de bivalves par des *Placopsilina*. Enfin, de la micrite sombre d'aspect floconneux apparaît, attestant d'une origine microbienne. Les terriers montrent une évolution verticale depuis des terriers à parois tapissées vers des parois dépourvues de tapissage. Ils indiquent une mise en place dans un sédiment s'indurant progressivement. De la dolomie y est parfois associée. Les marnes sommitales sont dépourvues de nodules. La taille moyenne des organismes croît constamment dans cet intervalle.

Les faunes sont représentées par des organismes suspensivores, endobenthiques et herbivores. Cela témoigne d'une diversification des niches écologiques disponibles et d'une transition vers un lagon protégé. Le développement des populations d'oursins réguliers indique que le substrat se stabilise, offrant alors un milieu favorable à l'épifaune.

#### **Intervalle H8 - de 324 à 405 cm**

Les informations majeures concernant la description de cet intervalle sont présentées dans la figure 5.16.

Les assemblages fossiles de ces marnes montrent un accroissement de leur diversité, de la taille des organismes et de l'abondance relative. Les communautés



De part et d'autre le sédiment est plus noduleux. Ces nodules sont riches en quartz et renferment rarement des larges fragments d'échinodermes, de bivalves ou des pseudocyclammes. La partie sommitale de cet ensemble marneux se caractérise par une diminution de l'abondance en oursins, crinoïdes, bivalves et en serpules.

La diversification des faunes se maintient dans cet intervalle. Le changement faunique rapide pourrait trouver une explication au sein des résidus microbiens observés dans les nodules de l'intervalle H7. En effet, certaines larves d'invertébrés (e.g., bryozoaires, huîtres) voient leur fixation facilitée par la présence de films microbiens sur le substratum (Maki et Mitchell 1989). Ces derniers jouent également un rôle important dans la stabilisation du sédiment, permettant le développement de faunes benthiques plus diverses. De ce fait, la colonisation des écosystèmes par différents organismes est accélérée. Par voie de conséquence, un réseau trophique plus large peut se mettre en place. L'accroissement de taille des brachiopodes montre également que le système s'est ouvert, instaurant des conditions marines à salinité normale. La persistance des organismes suspensivores traduit une charge en suspension assez élevée.

L'enrichissement en quartz de l'horizon HR31 nécessite d'être considéré du point de vue de sa préservation. En effet, pour être maintenu en l'état il a probablement été enfoui rapidement. Une progradation des sédiments au-dessus de ce niveau riche en quartz permettrait d'expliquer qu'il ait été exclu rapidement de la zone de mélange sédimentaire. Ce lieu a été interprété comme la transition entre un haut-niveau marin précoce et un haut-niveau marin tardif. Toutefois, le manque d'indices et le manque d'observation similaire ne permet pas d'établir clairement que ce lieu corresponde à une inversion de tendance du niveau marin.

#### ***Intervalle H9 - de 405 à 440 cm***

La fraction carbonatée augmente dans cet intervalle, donnant l'aspect marno-calcaire au sommet du Membre de Günsberg. Les marnes renferment une faune dominée par des fragments d'oursins et de crinoïdes, des bivalves de type 2 et des serpules. La tendance générale se marque par une diminution de l'abondance relative affectant chaque communauté. Certains organismes disparaissent progressivement, c'est le cas des astéries et des *Pseudocyclamina*. Des cristaux de pyrite et de sparite grossière sont dispersés à l'état isolé dans le sédiment. Les nodules montrent de nombreux microencroûteurs des genres *Bullopora*, *Lithocodium*, *Placopsilina*, *Tubiphytes* et des foraminifères nubéculaires. Des

débris de sclérosponges et de coraux sont présents, ainsi que des intraclastes de contours anguleux à émoussés. Les résidus squelettiques sont fréquemment anguleux. Ils sont agencés de façon chaotique dans un sédiment riche en péloïdes issus de la micritisation de grains d'origine principalement biologique. Les cavités inter- et intraparticulaires sont comblées de sparite drusique, de microsparite ou de dolomie. Du fer et des argiles s'y accumulent parfois. Certaines structures géopétales avec des directions de croissance variables s'observent, notamment dans des cavités de serpules.

Cet ensemble sédimentaire se caractérise par des bancs noduleux à contenu d'aspect bréchiq. La majeure partie des composants est probablement allochtone et témoigne du mélange mécanique de divers milieux de dépôt. L'intervalle HR9 enregistre une baisse progressive du niveau marin relatif qui aboutira à une fermeture de l'écosystème en cours de développement. Cette baisse du niveau marin correspondrait à la limite de séquence Ox6+ (Figure 5.2).

#### ***Échantillon HR42***

Cet échantillon, faisant seulement quelques centimètres d'épaisseur, se distingue nettement des sédiments sous-jacents. Sa composition faunique est marquée par une augmentation du nombre de brachiopodes dont la taille est supérieure à celle des brachiopodes des couches sédimentaires précédentes. Des moules internes de gastéropodes fins et allongés, des débris d'oursins et de crinoïdes sont communs. Les bivalves sont moins représentés. Certains intraclastes se caractérisent par une coloration locale rouge issue du démantèlement d'un substrat soumis à de faibles taux de sédimentation, induré, imprégné de fer, puis érodé et remanié. Des nodules révèlent une succession de deux séquences granodécroissantes non complète. Leur composition indique une richesse en ooïdes radiaires, échinodermes et bivalves. Les oncoïdes et intraclastes y sont communs. L'ensemble du sédiment est composé d'un mélange d'éléments remaniés sans lien génétique. D'un point de vue stratigraphique, il se situe au lieu de transition entre la fin de la séquence régressive du Membre de Röschenz et le début de la transgression mettant en place le Membre de Steinebach. Ce niveau est lui-même recoupé par la transgression majeure à moyen terme caractéristique de la base du Membre de Steinebach.

Le Membre de Steinebach est constitué de bancs calcaires bien délimités, offrant une possibilité de description complète de la partie échantillonnée. La stratigraphie séquentielle est tirée des travaux de Pittet (1996) et Védrine (2007).

**Échantillon HR43**

Les informations majeures concernant la description de cet échantillon sont présentées dans la figure 5.17.

Ce banc calcaire recoupe de façon franche les marnes sous-jacentes. Sa base se compose de larges fragments de coraux contenus dans un sédiment de type packstone, constitué de débris de bivalves, d'échinodermes, de sclérosponges, de péloïdes issus de micritisation, d'oïdes et d'oncoïdes. Quelques poches argileuses s'observent. Cet échantillon constitue le dépôt transgressif de la première séquence élémentaire à la base du Membre de Steinebach. Il se compose de débris remaniés sur le fond d'un lagon ouvert soumis à une énergie assez forte. Un large débris de corail est fortement bioperforés par des bivalves responsables de la trace *Gastrochaenolites*. Les cavités nées des perforations sont comblées de structures géopétales et de microbialite à croissance légèrement colonnaire. Cette dernière comble également les différentes cavités coralliennes suivant une direction principale de croissance perpendiculaire à la surface sédimentaire. La majorité des structures géotropes indiquent une même direction de mise en place et sont cohérentes avec la stratification et les positions acquises par certains micro-encroûteurs, notamment les serpules qui affectionnent les surfaces inférieures des cavités, et les *Lithocodium* qui se disposeront préférentiellement sur les faces bien éclairées (e.g., Dupraz 1999, Olivier et al. 2003). Cependant, certaines structures géopétales ont une direction perpendiculaire à la stratification. Ces informations témoignent d'une mise en place en plusieurs temps. Tout d'abord le corail a été perforé par de larges bivalves (voir Scoffin 1992) et une première phase de remplissage géotrope s'est initiée. Puis le corail s'est effondré sur lui-même, probablement du fait d'une déstructuration et d'une déstabilisation liée à l'activité de macroperforants et de l'énergie hydrodynamique. Ensuite, le corail a rapidement été envahi par des populations de microencroûteurs, de microbialites et d'éponges. Les microbialites se sont érigées puis les cavités restantes ont laissé place à des remplissages géopétales. L'ensemble s'est rapidement trouvé piégé dans un sédiment riche en siliciclastiques.

Au-delà de ce premier niveau s'accumule un sédiment moins riche en débris de coraux. Il est riche en larges bivalves inocérames et en petits bivalves indéterminés. Les oncoïdes sont bien représentés, tout comme les péloïdes issus de micritisation, les oïdes et les échinodermes. De nombreux bioclastes sont fréquemment encroûtés par des serpules, des *Lithocodium*, des *Placopsilina*, des *Tubiphytes*, des foraminifères nubécularides et des *Bullopore*.

Le sommet est marqué par la présence de coraux en place. Ils sont de petite taille et occasionnellement

recoupé de fins niveaux microbialitiques ou macroperforés. Le haut du corail présente plusieurs traces de type *Gastrochaenolites* comblées de sédiment. Les travaux de Dupraz (1999) ont permis d'expliquer le potentiel de croissance de formations coralliennes en le reliant aux variations de la teneur en siliciclastiques et/ou nutriments dans un écosystème. La base de l'échantillon est riche en une faune dominée par des organismes hétérotrophes, c'est-à-dire des *Placopsilina*, des foraminifères nubécularides, des serpules et des éponges calcaires. Ici, la teneur en siliciclastiques est trop importante pour permettre le développement de corail. Le sommet de l'échantillon montre l'installation effective d'un petit récif mais qui ne se maintiendra pas dans le temps. Le lecteur intéressé dans les constructions récifales et microbialitiques et leurs rapports aux nutriments pourra se référer, entre autres, aux travaux détaillés de Dupraz et Strasser (1999, 2002) et d'Olivier et al. (2004, 2008).

Le sommet de cet échantillon est marqué comme surface d'inondation maximale.

**Échantillon HR44**

Il correspond à une intercalation marneuse à nodules. Les marnes contiennent une association faunique à bivalves, brachiopodes, crinoïdes et oursins. Un nodule montre une séquence granodécroissante composée en sa base d'un wackestone-packstone, teinté d'oxyde de fer, à oïdes, péloïdes issus de micritisation, oncoïdes et débris de mollusques. Le sommet est formé d'un wackestone à ostracodes, oïdes, péloïdes issus de micritisation, débris de bivalve et de coraux.

Ce niveau indique que les tempêtes sont encore actives et influencent les paléoécosystèmes. Ce type d'événement s'ajoute aux conditions trophiques non favorables pour le développement d'un système corallien diversifié.

**Échantillon HR45**

Les informations majeures concernant la description de cet échantillon sont présentées dans la figure 5.18.

Il est dominé par un corail massif de petite taille, en place, où trois stades de croissance sont remarquables. En sa base, il est perforé par une population abondante de bivalves cryptoendolithes. Les interstades de croissances sont constatables par une interruption de la structure corallienne soit par de la microbialite, soit par des macroperforations. Certaines perforations se sont mise en place lorsque le corail était vivant, créant ainsi des structures de progression au sein même de la structure du corail (Scoffin et Bradshaw 2000). Le

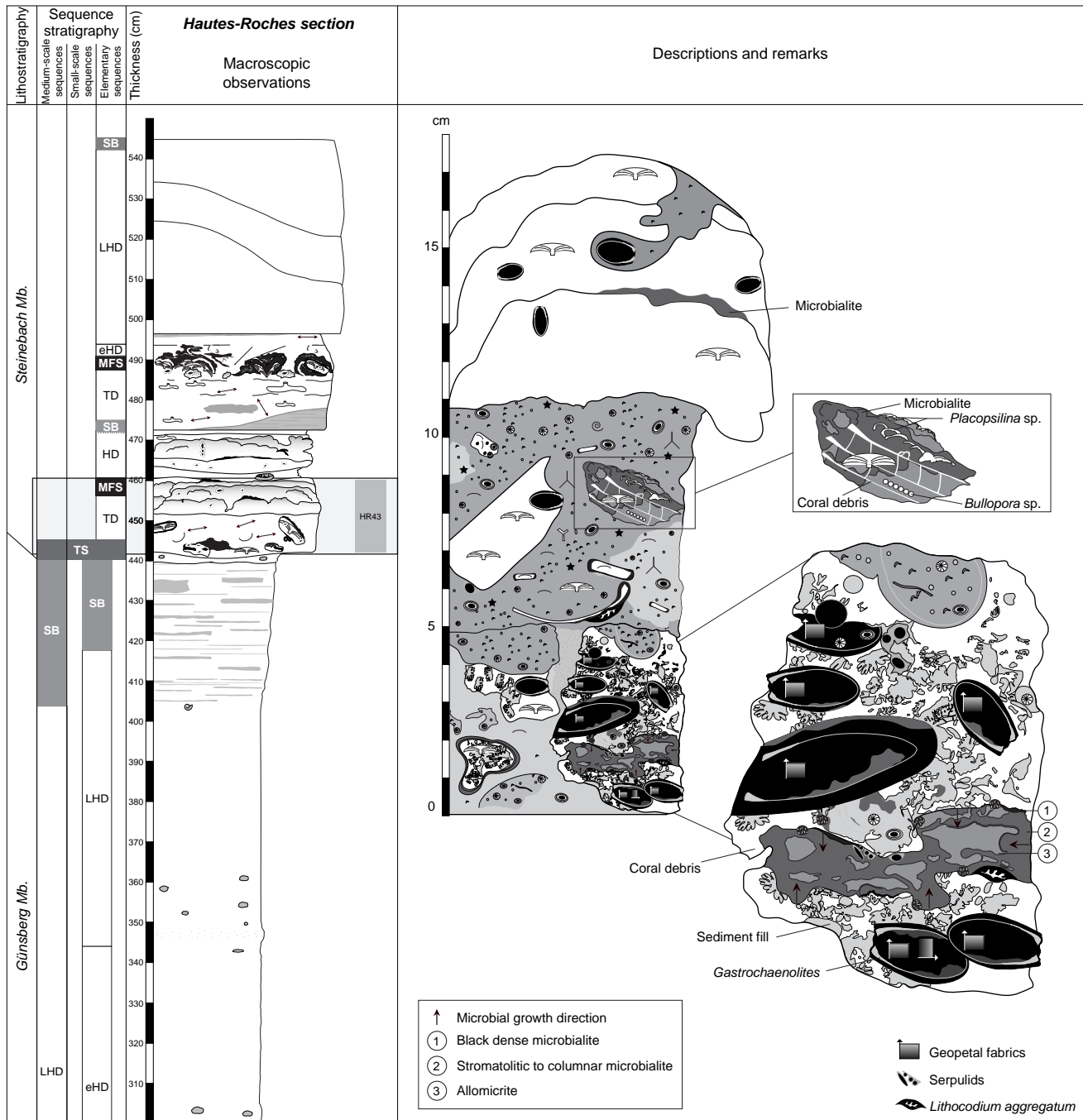


Fig. 5.17 - Présentation de l'échantillon HR43 de la section de Hautes-Roches

sommet du corail est le siège de macroperforations comblées de sédiment micritique.

Cet échantillon est indiqué comme appartenant à un dépôt de haut niveau marin de séquence élémentaire.

#### Échantillon HR46

Les informations majeures concernant la description de cet échantillon sont présentées dans la figure 5.18.

Il est formé d'un niveau calcaire poursuivi latéralement d'une poche marneuse d'une dizaine de centimètres de

large. Au sein de cette poche, des nodules renferment des débris de coraux et des bivalves fortement encroûtés par de la microbialite. Y sont associés des sclérosponges non-rigides, ainsi que des microencroûteurs du genre *Lithocodium*. Certains nodules présentent une teinte rouge caractéristique, qui se répartie suivant une surface latéralement continue. Le sommet des nodules est parfois perforé de bivalves lithophages. Ce sédiment, observé uniquement au sein d'une poche sédimentaire, est interprété comme issu de l'érosion et du remaniement de matériel formé durant un épisode de bas niveau marin



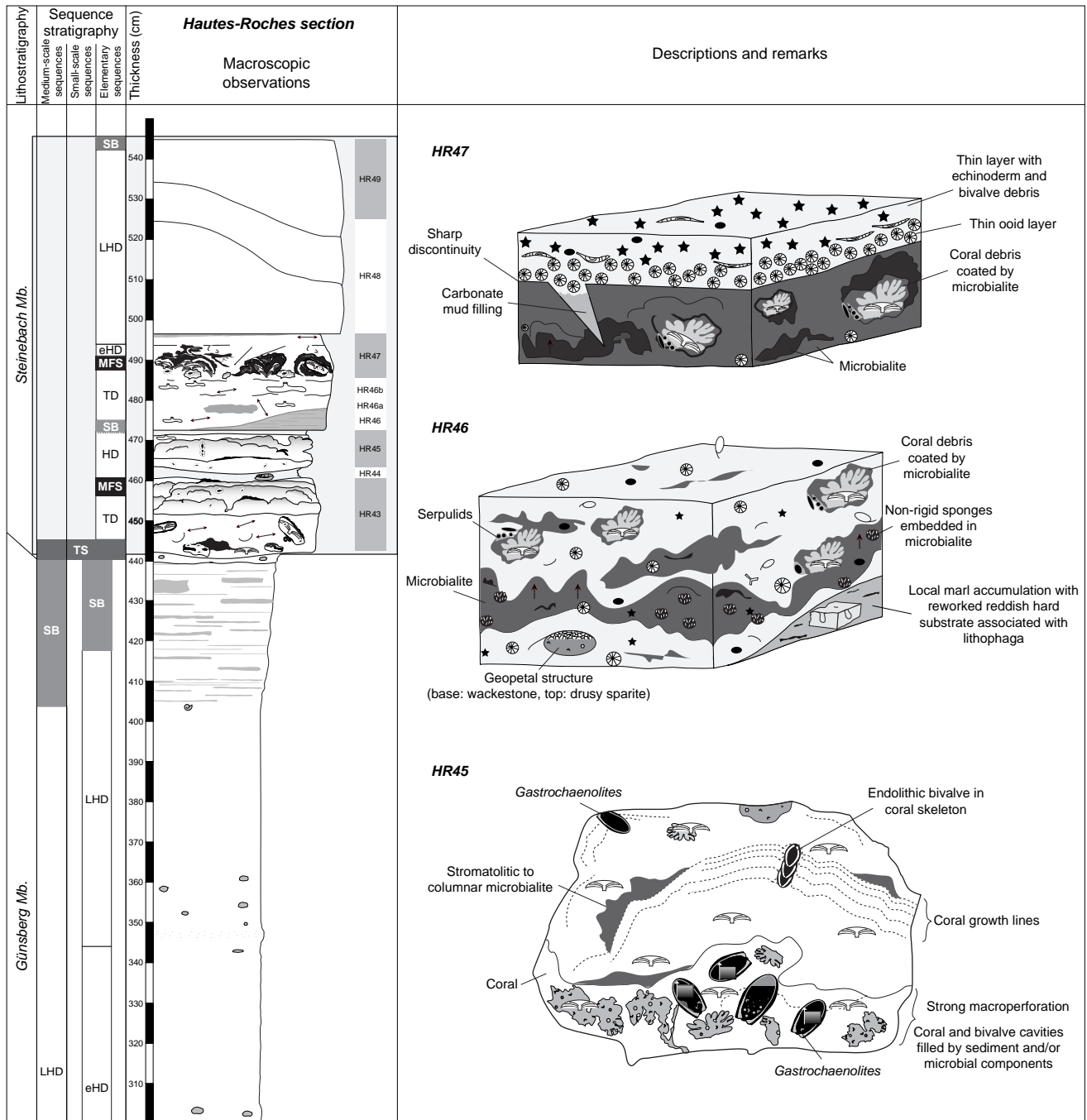


Fig. 5.18 - Présentation des échantillons HR44 à HR47 de la section de Hautes-Roches

(Planche 5/1). Ultérieurement ce matériel a été remanié puis associé à une surface transgressive.

Le calcaire adjacent est formé d'une biomicrite de type wackestone-packstone. La faune associée est dominée par des brachiopodes, des fragments de coraux, des échinodermes et des débris de sclérosponges. Un brachiopode en base de banc est articulé et siège de la formation d'une structure géopétale. Les grains inorganiques sont des péloïdes issus de micritisation et des oïdes. Une microbialite dense à croissance

légèrement colonnaire englobe certains grains carbonatés, notamment les sclères d'éponges. Elle représente une part importante du sédiment. Elle est également disposée en drapage de périphérie des pièces coralliennes. Ces dernières ont été totalement recristallisées, cependant des macroperforations restent visibles. Elles augmentent en nombre vers le sommet de l'échantillon.

### *Échantillons HR47 et HR48*

Les informations majeures concernant la description de l'échantillon HR47 sont présentées dans la figure 5.18.

Les deux tiers inférieurs de l'échantillon HR47 sont composés de larges fragments de coraux macroperforés puis fortement encroûtés par de la microbialite colonnaire. Des serpules se trouvent incorporées dans ces structures. En son sommet, la microbialite est recoupée de façon franche par un niveau oomicritique à -sparitique constitué d'ooïdes radiaires bien triés où s'entremêlent de rares oncoïdes (Planche 5/3). Ce faciès est localement accumulé dans des zones fracturées du sédiment microbialitique et y repose sur une micrite grisâtre, probablement sans origine organique. Enfin le sommet de l'échantillon est marqué d'une forte concentration bioclastique où s'imbriquent de façon très dense des échinodermes, des bivalves et des débris de coraux. L'échantillon HR48 correspond à une importante barre oolithique.

L'apparition rapide du niveau oomicritique associé à une dense accumulation bioclastique rend tout à fait inactives les constructions microbialitiques. Ces dernières étant pénétrées localement de façon abrupte par le matériau sus-jacent traduisent leur induration préalable. Cet état et l'accroissement de la teneur en microbialites semblent indiquer une surface d'enneigement maximal au sommet de la microbialite. En effet, cette dernière connaît une croissance plus effective durant des épisodes de faible taux de sédimentation (Leinfelder 1993, Dupraz et Strasser 1999). Les travaux précédemment menés sur la section de Hautes-Roches (Védrine 2007) placent la surface d'inondation de la séquence élémentaire au sommet de l'échantillon HR47. Toutefois, l'intercalation de deux horizons condensés riches en débris carbonatés la supposerait légèrement antérieure. L'hypothèse retenue serait que la microbialite a ralenti sa croissance du fait de l'initialisation d'une phase de haut-niveau marin. Cette dernière a conduit au comblement de cavités par de la micrite grisâtre. Puis les niveaux de résidus carbonatés se seraient installés et seraient rapidement recoupés par l'installation de larges barres tidales oolithiques (sandwaves). Ces dernières pourraient ainsi témoigner d'un épisode de progradation de faciès péritidaux liée à une inversion de tendance entre des épisodes de haut-niveau marin précoce et tardif (e.g., Posamentier et al. 1988).

## 5.4.4 Description taphonomique

La description taphonomique de la section de Hautes-Roches suivra les délimitations d'intervalles proposées dans le paragraphe 5.4.3.

### *Intervalle H1 - de la base au centimètre 90*

Les rares organismes inclus dans les 50 premiers centimètres de cet intervalle n'entrent pas dans l'analyse taphonomique. Au-delà quelques échinodermes, bivalves et pseudocyclammines sont notables. Concernant les bivalves, la fragmentation est dominée par le grade taphonomique 4, c'est-à-dire qu'il se retrouvent à l'état de fragments squelettiques de petite taille nés d'une forte fragmentation. La micritisation est relativement homogène et recouvre en moyenne 20% de la surface des résidus squelettiques, faisant du grade taphonomique 2 le dominant. Des traces de microperforation bioinduite sont remarquables. Les débris de bivalves sont faiblement à modérément émoussés. Les échinodermes sont à l'état de débris fortement fragmentés et dominés par le grade taphonomique 4. La micritisation est faible à modérée, pénétrant localement au sein de la structure cristalline des bioclastes. Enfin, les pseudocyclammines sont peu fragmentées, communément micritisées suivant les grades taphonomiques 2 à 4 avec une dominance du grade 3. La signature taphonomique du sommet de cet intervalle est relativement homogène.

### *Intervalle H2 - de 90 à 138 cm*

La fiabilité de l'analyse taphonomique menée pour cet intervalle est sujette à caution puisqu'elle a été menée sur des assemblages pauvres en bioclastes. Les rares bivalves observés sont peu fragmentés, modérément micritisés et émoussés. Les échinodermes sont généralement fragmentés suivant le grade taphonomique 4. Leur micritisation est légère à modérée et tend à augmenter à mesure que l'on se déplace vers le sommet de l'intervalle H2. Les foraminifères du genre *Pseudocyclamina* sont peu fragmentés, légèrement à modérément micritisés et usés.

### *Intervalle H3 - de 138 à 207 cm*

L'échantillon basal HR4 montre des résidus de coquilles de bivalves dont la fragmentation est représentée par les grades taphonomiques 3 et 4 (Figure 5.19). La micritisation est surtout représentée par les grades 2 et 3, auxquels s'ajoutent quelques coquilles dont la couverture micritique s'étend sur plus de 50% du bioclaste. L'usure suit le même schéma. Les échinodermes sont fortement fragmentés et la micritisation est légère à modérée. Les foraminifères pseudocyclammines sont peu fragmentés, ils sont fortement usés et présentent des traces de dissolution avancée. La micritisation est dominée par le grade taphonomique 3. L'observation macroscopique

de ces foraminifères a permis d'en distinguer une teinte noire particulière discutée dans le paragraphe précédent. L'échantillon HR5 montre un taphofaciès comparable, marqué toutefois par une diminution générale de la micritisation et de l'usure des résidus squelettiques. Le noircissement des foraminifères observés en HR4 est absent. Au-delà, la signature taphonomique devient plus hétérogène en ce qui concerne la fragmentation. Cela est dû à une augmentation de la diversité de certains organismes. Par exemple, les populations composées de petits bivalves fousseurs montrent une fragmentation légère tandis que les bivalves du morphotype 2 sont modérément voire fortement fragmentés. Ce fait est probablement attribuable à la différence de compétence des coquilles : les bivalves fousseurs des morphotypes 1 et 3 possèdent des valves plus épaisses et plus petites que celle du morphotype 2 et sont plus résistantes vis-à-vis de la fragmentation. La fragmentation des échinodermes est marquée par une augmentation du grade taphonomique 3, c'est-à-dire que des spicules d'échinodermes sont parfois trouvés peu fragmentés. Toutefois, le grade taphonomique 4 concernant la fragmentation des échinodermes reste dominant. En dépit de différences tributaires d'une modification faunique, la signature taphonomique reste relativement similaire dans les échantillons HR5 à HR8. Dès l'échantillon HR9 s'observe une augmentation de la micritisation affectant les bivalves. Dans cet intervalle, les enveloppes micritiques sont bioinduites et souvent associées à un front de concentration de petites concrétions pyritiques. Certains clastes montrent une structure cristalline primaire lessivée partiellement ou entièrement. Dans le cas des bivalves, seules certaines couches cristallines d'un même résidu peuvent être affectées ; cela indique la composition mixte de coquilles dont la couche aragonitique est dissoute tandis que les couches calcitiques plus stable sont préservées. Les cavités intraparticulaires issues de cette dissolution ont ultérieurement été comblées par de la sparite grossière. Dans les cas de lessivage complet, la morphologie externe des bioclastes est maintenue grâce à la présence d'enveloppes micritiques dont la calcite est plus stable que les composés aragonitiques du bioclaste.

#### ***Intervalle H4 - de 207 à 234 cm***

Les marnes de cet intervalle se distinguent des niveaux précédents par une diminution progressive de la micritisation des bivalves (Figure 5.19). Les enveloppes micritiques sont encore fréquemment associées à des fronts pyritiques. Le lessivage des composés aragonitiques des bioclastes reste commun. Relativement à l'intervalle précédent, l'usure des grains diminue. L'arrondi est moins marqué ; certains fragments d'échinodermes et de bivalves sont anguleux.

Cet intervalle se caractérise par une apparition de la perforation et de l'encroûtement.

#### ***Intervalle H5 - de 234 à 252 cm***

Lors de sa description sédimentologique cet intervalle a été indiqué comme marqué par une diminution nette de la teneur en oxydes de fer par rapport aux sédiments sous-jacents. L'influence ferreuse était également marquée par la formation de cristaux pyritiques jusqu'alors abondants en bordures bioclastiques. Dès l'échantillon HR16, ce trait diminue nettement et seuls quelques résidus de bivalves sont trouvés associés à des fronts pyritiques. La fragmentation des bivalves reste hétérogène, issue d'un mélange de plusieurs grades taphonomiques, tout comme l'usure et la micritisation (Figure 5.20). Ces deux derniers traits sont cependant dominés par le grade taphonomique 2, indiquant que bien que divers états taphonomiques soient constatés, la majorité des clastes sont légèrement micritisés et émoussés. La fragmentation des échinodermes est représentée par les grades taphonomiques 3 et 4. Leur micritisation est représentée par différents grades, toutefois le grade taphonomique 2 domine puisque la couverture micritique des fragments d'échinodermes n'excède généralement pas 25%. La micritisation des foraminifères est quant à elle représentée par les grades 2 et 3.

#### ***Intervalle H6 - de 252 à 280 cm***

Les marnes de cet intervalle sont caractérisées par une abondante population de foraminifères agglutinés fréquemment micritisés (Figure 5.20). La micritisation y est dominée par les grades 3 et 4 rendant parfois difficile la reconnaissance des bioclastes. Les bivalves et les échinodermes présentent différents stades de micritisation, mais sont cependant dominés par le grade taphonomique 2 traduisant une légère micritisation. L'usure des résidus squelettiques est moins marquée que dans le cas de l'intervalle H5, les fragments bioclastiques sont ici généralement peu arrondis. Bien que la majorité des coquilles de mollusques ne soient pas perforées, la perforation est présente et signifiée par des perforations peu nombreuses par bioclaste. Dans les nodules, les faunes sont surtout représentées par des ostracodes, des foraminifères et des échinodermes. Comme énoncé pour la description sédimentologique de cet intervalle, les nodules reflètent probablement l'occurrence d'événements de tempête. Les ostracodes présents au sein des nodules sont désarticulés et les coquilles sont soit imbriquées les unes dans les autres, soit répartie de façon aléatoire dans le sédiment encaissant. Ce type de concentration de valves désarticulées semble indiquer un remaniement de coquilles d'organismes transportées après leur mort. En effet, si les ostracodes

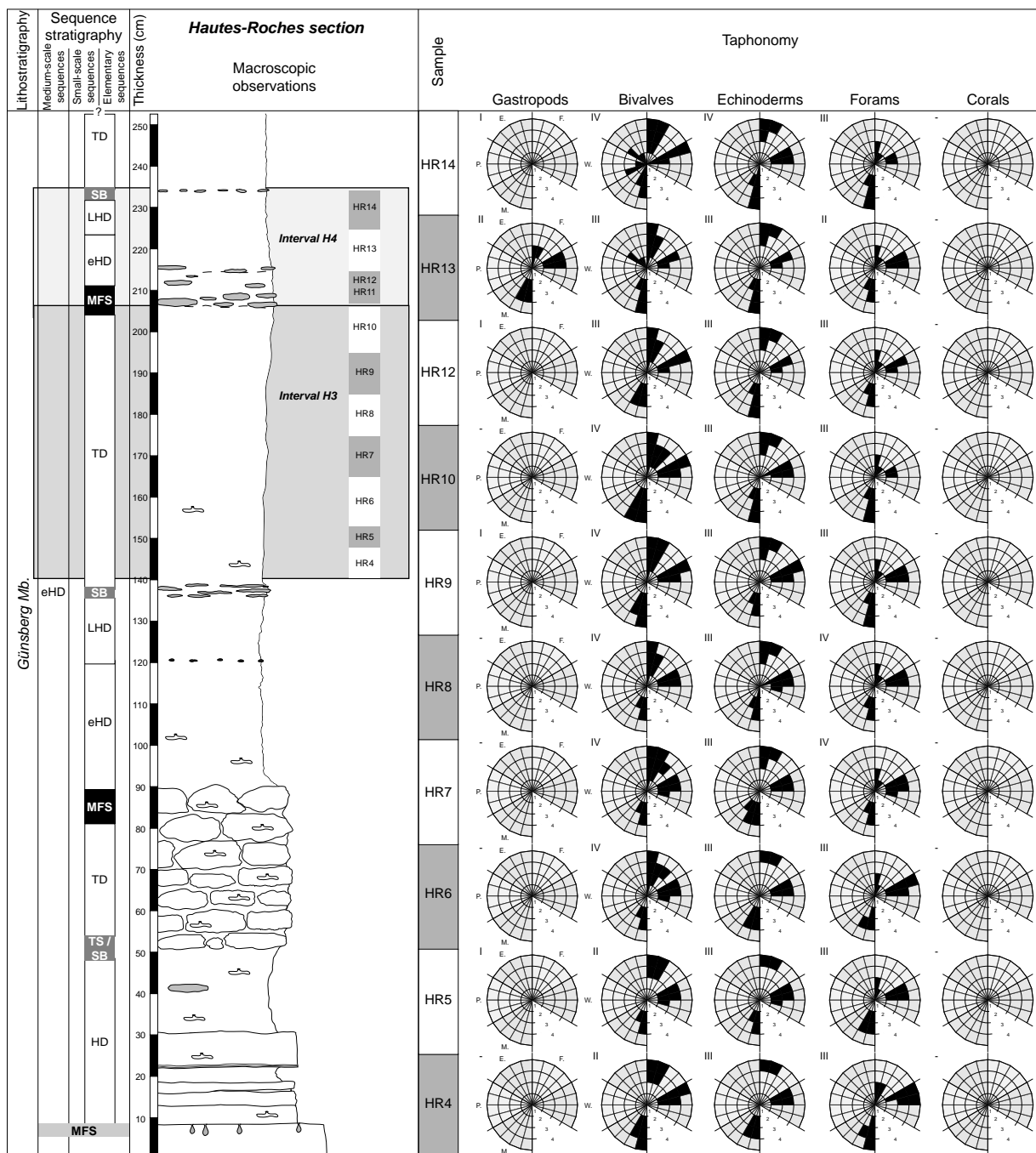


Fig. 5.19 - Analyse taphonomique des échantillons HR4 à HR14 (intervalles H3 et H4) de la section de Hautes-Roches

étaient vivants lors d'un événement de haute-énergie, ils devraient être, du moins partiellement, observés avec leurs valves maintenues articulées. L'hypothèse retenue ici impliquerait donc une accumulation de coquilles d'ostracodes soit *in situ*, soit via un courant tidal en un lieu de concentration préférentiel. Puis ultérieurement, ces coquilles seraient transportées lors d'une tempête. Au sommet de l'intervalle, la fragmentation des bivalves est accrue et peu de représentants du grade taphonomique 2 sont observés. Cette tendance se poursuit à la base de l'intervalle H7 puis s'atténue.

#### Intervalle H7 - de 280 à 324 cm

La base de l'intervalle H7 voit une légère diminution de la micritisation des foraminifères agglutinés. Les échinodermes restent dominés par une micritisation couvrant moins de 25% de la surface du bioclastes, et une fragmentation représentée par les grades taphonomiques 3 et 4 (Figures 5.20 et 5.21). Les bivalves sont le plus couramment fragmentés suivant les grades taphonomiques 3 et 4. Dans les nodules, les premiers indices d'encroûtement biogénique apparaissent et sont attribuables au foraminifère du genre *Placopsilina*.



taphonomiques 2 et 3. La micritisation est dominée par le grade taphonomique 2 et associée aux grades 1 et 3 qui sont peu représentés. Les fragments de mollusques sont couramment encroûtés de serpules.

Au-delà de ces quarante premiers centimètres, la fragmentation des bivalves s'accroît légèrement, tandis que celle des échinodermes devient dominée par le grade taphonomique 3 (Figure 5.22). Ce dernier point est ici attribuable à un changement morphologique de certains organismes. En effet, les débris d'échinodermes, notamment les radioles d'oursins, sont plus larges que dans les niveaux précédents. Cela leur offre une plus grande résistance à la fragmentation. Donc, ce trait taphonomique ne reflète pas ici un changement des conditions d'altération des organismes, mais un changement lié à un accroissement de la taille des organismes. Outre ces deux modifications de la fragmentation des bivalves et des échinodermes, le taphofaciès reste relativement stable jusqu'au sommet de l'intervalle.

#### ***Intervalle H9 - de 405 à 440 cm***

Cet intervalle se distingue du précédent par un mélange de communautés provenant de paléocosystèmes distincts résultant d'une baisse progressive du niveau marin relatif (voir paragraphe 5.4.3). La base de l'intervalle est enrichie en débris de coraux modérément fragmentés et micritisés (Figure 5.22). Les fragments sont fortement émoussés et arrondis. Les échinodermes sont fortement fragmentés et dominés par le grade taphonomique 4. La majeure partie de ces fragments est légèrement micritisée, toutefois le grade taphonomique 3 est commun. Les bivalves sont présents suivant différents degrés de fragmentation ; les grades 2, 3 et 4 sont communs. La surface observable de ces débris est principalement micritisée suivant le grade taphonomique 2, avec environ 15% de surface de micritisation. Le grade 3 est commun et les grades 1 et 4 sont présents mais peu représentés. Les macroperforations et les encroûtements biogéniques sont présents mais peu étendus. Enfin, l'usure est variable, certains clastes sont anguleux tandis que d'autres sont émoussés. De nombreux péloïdes issus de la micritisation de bioclastes s'observent, mais leur état ne permet pas de distinguer le résidu squelettique initial. Au-delà du premier échantillon de cet intervalle, la signature taphonomique connaît des changements notamment concernant la fragmentation des bivalves qui augmente. Les foraminifères sont mieux représentés et se montrent affectés d'une micritisation modérée à forte. Ces conditions de taphofaciès se maintiennent dans l'ensemble de l'intervalle H9. On remarque cependant un accroissement moyen de la micritisation des organismes considérés, ainsi qu'une augmentation

de la teneur en péloïdes issus de la micritisation et dont la nature squelettique initiale ne peut pas être reconnue. Certains composants de l'intervalle ont leur coquille dissoute puis remplacée par de la sparite grossière. Certains pourtours de bioclastes sont associés à des enveloppes de concrétions de pyrite.

#### ***Échantillon HR42***

Les marnes de cet échantillon contiennent des bivalves dominés par une fragmentation modérée à forte (Figure 5.22). Quelques coquilles peu fragmentées sont présentes en moindre quantité. Leur micritisation est généralement légère, mais cela n'exclut pas l'existence de bioclastes altérés suivant le grade taphonomique 3. L'usure est légère à modérée, les ornements sont encore visibles sur certains représentants. L'usure de quelques débris est à l'état du grade taphonomique 4, c'est-à-dire ici qu'ils sont fortement émoussés. Des moules internes de gastéropodes peu fragmentés sont présents. Les échinodermes sont fortement fragmentés, légèrement micritisés et usés. Dans les nodules, les grains sont communément le siège de la formation d'ooïdes et/ou d'oncoïdes n'offrant pas de possibilité d'estimer correctement l'altération des résidus squelettiques initiaux.

#### ***Échantillon HR43***

Le niveau de base de cet échantillon est riche en larges débris de coraux fortement encroûtés par de la microbialite, des serpules, des *Lithocodium*, et fortement perforés. Au sommet, la microbialite diminue en abondance. La fragmentation des coraux de base appartient au grade taphonomique 2 (Figure 5.23). Le sédiment associé à cette base contient également des débris fragmentés suivant le grade taphonomique 3. Ce grade devient plus abondant au sommet de l'échantillon. La micritisation est légère. L'usure est variable et montre certains clastes anguleux peu usés tandis que d'autres sont arrondis.

Concernant les bivalves, la fragmentation est équitablement représentée par les grades taphonomiques 1, 2 et 3. La micritisation est généralement légère. L'usure est relativement similaire à celle des pièces coralliennes. Les échinodermes présentent une altération classique, c'est-à-dire qu'ils sont fortement fragmentés, peu micritisés et modérément usés.

#### ***Échantillon HR44***

Les bivalves de cet échantillon sont surtout modérément à fortement fragmentés (Figure 5.23). Leur micritisation se caractérise par les grades taphonomiques 2 et 3. L'usure est assez faible, reliée à une dominance de clastes anguleux. Les échinodermes sont fortement fragmentés, leur micritisation est légère à modérée.



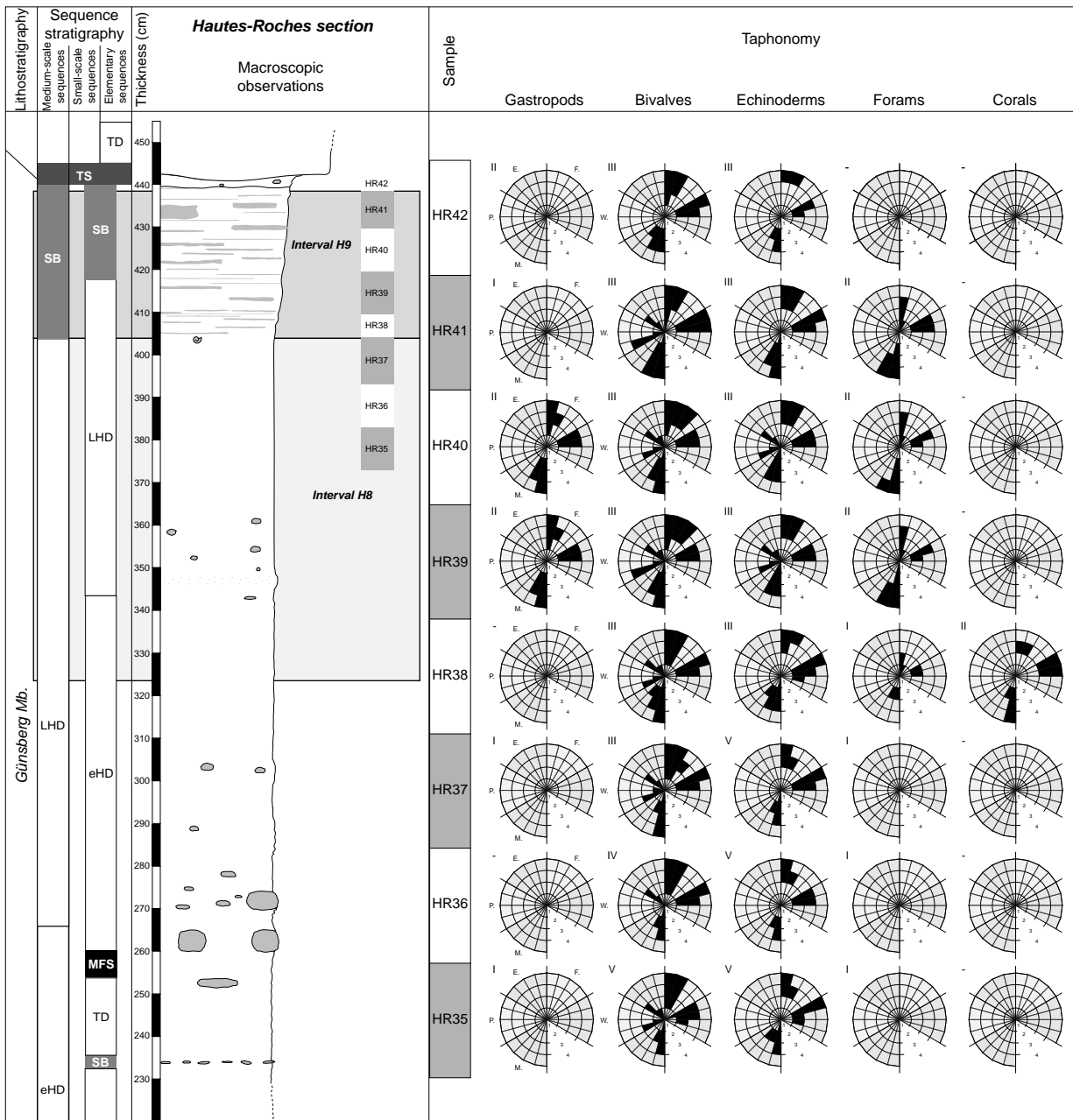


Fig. 5.22 - Analyse taphonomique des échantillons HR35 à HR42 (intervalles H8 et H9) de la section de Hautes-Roches

Les échantillons HR47, HR48 et HR49 n'ont pas été pris en compte dans l'analyse taphonomique car le premier est composé presque exclusivement de microbialite englobant des résidus coralliens et d'oïdes. Les échantillons HR48 et HR49 sont composés presque uniquement d'oïdes.

### Synthèse abrégée

Tout comme pour la section de Vorbourg, l'analyse taphonomique de la section de Hautes-Roches montre que les processus d'altération affectent les squelettes carbonatés différemment suivant l'organisme considéré. Une évolution verticale des taphofaciès est notable. Les données d'analyse seront compilées puis traitées statistiquement dans le chapitre 7. Ensuite, une fois le lien entre la signature taphonomique et l'environnement de dépôt établi, les données seront étudiées en relation avec l'évolution du niveau marin en chapitre 8.



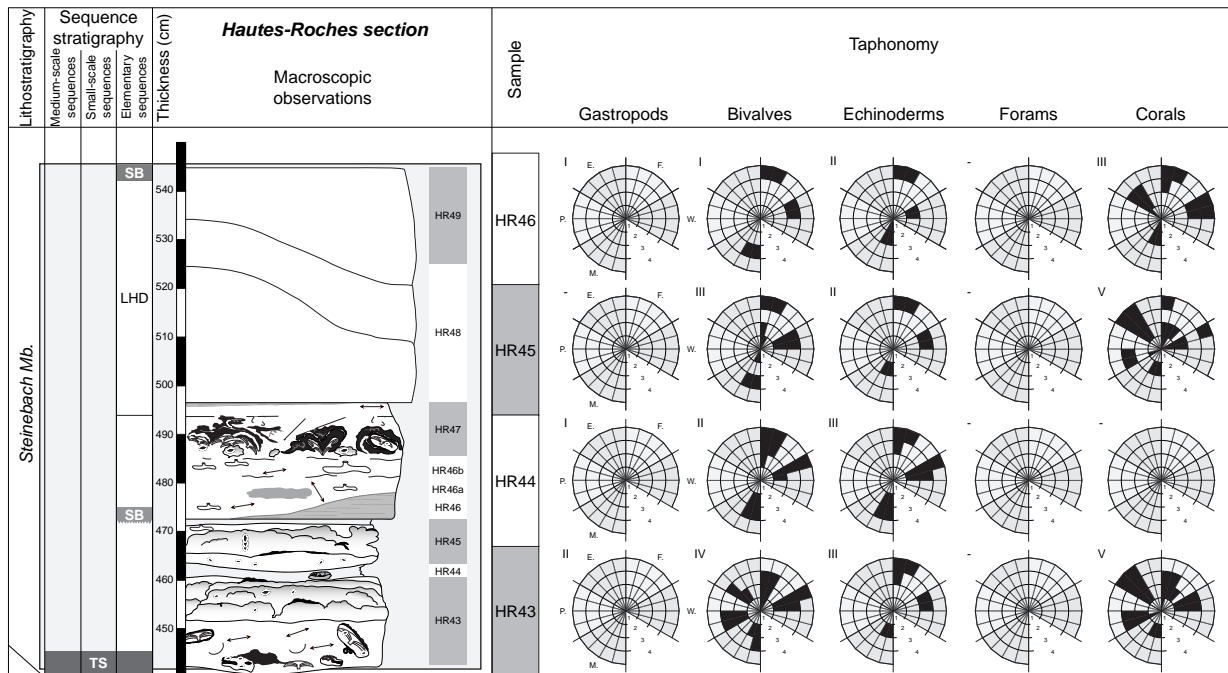


Fig. 5.23 - Analyse taphonomique des échantillons HR43 à HR46 de la section de Hautes-Roches

## 5.5 Facteurs écologiques

L'étude à très haute-résolution des sections de Vorbourg et Hautes-Roches, associée à la littérature précédemment citée pour la plate-forme du Jura (e.g., Pittet 1996, Dupraz 1999, Védrine 2007, Strasser et Védrine 2009), permet de préciser quelques-uns des facteurs de contrôle écologiques abiotiques et biotiques de l'Oxfordien. Les paléocécosystèmes reconnus sont décrits dans ce paragraphe. Leur reconnaissance est essentielle avant d'aborder une analyse taphonomique complète (voir chapitre 7 pour l'analyse de taphofaciès).

### 5.5.1 Paramètres aquatiques

#### *Température*

Les estimations de Pittet (1996), basées sur l'observation d'ooïdes et de coraux d'assemblages fossiles de la plate-forme oxfordienne du Jura suisse, suggèrent une température des eaux marines comprise entre 22 et 25°C. Pour cette même plate-forme, Plunkett (1997) fournit des températures des eaux marines de 26 à 27 °C, estimées d'après les isotopes de l'oxygène. Des analyses géochimiques menées par Bartolini et al. (2003) sur des sections de la plate-forme swabienne, située plus au nord, suggèrent que durant la première moitié de l'Oxfordien supérieur (anté-Planula Zone), les températures marines étaient de l'ordre de 21 à 26°C. Ces valeurs sont comparables aux températures actuelles de plates-formes de basse latitude.

#### *Hydrodynamisme*

Plusieurs plates-formes carbonatées européennes oxfordiennes proches de la plate-forme du Jura ont enregistré des dépôts de tempête fréquents. Il s'agit, entre autres, de dépôts carbonatés d'eaux peu profondes installés en Allemagne (Olivier et al. 2004), en Espagne (Aurell et al. 1995), en France (Bertling et Insalaco 1998, Carpentier et al. 2006) et au Portugal (Azerêdo et al. 2002). Cette forte influence liée aux tempêtes est également remarquable dans les sections oxfordiennes étudiées (Pittet 1996, ce travail). D'après les données acquises par l'étude des sections de Vorbourg et de Hautes-Roches, un modèle de dépôts de tempête peut être proposé (Figure 5.24). Ce modèle ne peut toutefois pas être généralisé à la plate-forme oxfordienne puisque les tempestites observées dans la section de Hautes-Roches n'ont pas été observées dans la section de Vorbourg, et inversement. Une étude basée sur un grand nombre de sections enregistrant des environnements de dépôts similaires serait nécessaire. Il reste cependant légitime de synthétiser et de positionner les différentes séquences constatées au sein d'un profil de dépôt depuis un pôle proximal vers un pôle distal ; ces positions étant définies suivant la distance à la ligne de côte. Les dépôts proximaux sont reconnus à la base de la section de Hautes-Roches. Ils sont fragmentaires et uniquement enregistrés au sein de nodules. Dans les lieux restreints à semi-restreints, les sédiments composant les tempestites varient surtout en termes de granulométrie. Les sédiments les plus fins composant les tempestites sont classiquement attribuables à une installation en pôle distal de plate-forme, traduisant ainsi l'effet conjugué de la nature de

la charge transportée et de la position du substratum par rapport à la limite d'action des tempêtes (e.g., Flügel 2004). Toutefois, dans la section de Hautes-Roches, les dépôts de washover les plus fins correspondent à une mise en place en pôle proximal (Figure 5.24). Ils sont soit liés à une mise en place durant un épisode de bas niveau marin, soit durant la fin du comblement d'un bassin sédimentaire peu développé.

Dans les environnements plus distaux, reconnus dans la section de Vorbourg, les dépôts de tempêtes sont moins bien enregistrés (Figure 5.24). Cela peut s'expliquer soit par la profondeur de la limite d'action des vagues de tempêtes, soit par une ré-homogénéisation des dépôts de tempête. La bathymétrie des lagons oxfordiens n'excédait pas quelques mètres (Pittet 1996) et l'action des tempêtes est couramment enregistrée dans les sédiments étudiés. Il semble donc que l'homogénéisation des dépôts de tempête soit le facteur prédominant le potentiel de préservation de l'architecture sédimentaire intra-tempestite. Les lagons ouverts sont le siège d'un brassage sédimentaire efficace au niveau de l'étage dit de mélange, ou de la zone taphonomique active. Les populations benthiques abondantes participent à l'homogénéisation du sédiment en surface, tout comme l'énergie hydraulique. Ces processus peuvent atténuer rapidement les figures sédimentaires issues de tempêtes. À Vorbourg et au sommet de Hautes-Roches les dépôts de tempête sont caractérisés par l'association de différents indices : des séquences granodécroissantes, des structures géopétales, des débris micritiques ou des intraclastes anguleux en base de banc, des figures de dépôt mécanique de matériaux indiquant une mise en place rapide sans remobilisation ultérieure, des niveaux coquilliers denses associés ou non à des bivalves articulés, des bases érosives, des taphofaciès composés d'un mélange de grades taphonomiques et une reprise de la bioturbation dans les sédiments sommitaux. Ces indices ne sont pas systématiquement tous présents.

Les vagues et les courants étaient probablement conséquents puisque la majorité des éléments observés sont remaniés et beaucoup sont arrondis.

#### **Luminosité et turbidité**

Concernant la section de Hautes-Roches, sa base est particulièrement riche en siliciclastiques. La charge en suspension dans les eaux des lagons était probablement élevée. Aucun organisme phototrophe n'a été retrouvé. De rares foraminifères *Lithocodium* apparaissent au sommet de la section, dans le Membre de Steinebach. Ces micro-encroûteurs affectionnent les eaux bien éclairées (e.g., Schmid et Leinfelder 1996). Leur rareté témoignerait cependant d'une turbidité fluctuante, probablement conservée assez élevée dans l'ensemble

des paléoécosystèmes enregistrés dans la section de Hautes-Roches. Cette hypothèse est soutenue par la composition des communautés coralliennes. Elles sont peu diversifiées et principalement représentées par des coraux microsolenides (Dupraz 1999). Ces organismes s'adaptent à diverses conditions environnementales et survivent à des conditions mésotrophiques (Dupraz et Strasser 2002). À la base de la section, la présence importante de matériaux silicatés en provenance du continent suggère une forte turbidité. Au sommet de la section, celle-ci pourrait être liée à une mise en suspension continue de matériaux silicatés initialement présents dans le lagon. En effet, comme décrit dans le paragraphe 5.4.3, la base du Membre de Steinebach montre une forte influence hydrodynamique. L'énergie mécanique serait ici responsable d'une remobilisation de sédiments ainsi mis en suspension dans la tranche d'eau. Dans la section de Vorbourg, les foraminifères *Lithocodium* sont mieux représentés, ainsi que les algues Cayeuxides. La présence de ces organismes indiquerait des eaux de lagon moins turbides qu'à Hautes-Roches. Toutefois, les travaux de Dupraz et Strasser (1999, 2002) décrivent des phases où les lagons oxfordiens étaient sièges de croissances récifales associées à des faunes à dominance phototrophe. Ces dernières, caractérisées notamment par l'association *Lithocodium-Bacinella*, sont absentes des sections présentées dans ce travail. Cela indique que les paléoécosystèmes reconnus ici étaient en général modérément voire fortement turbides et peut-être soumis à de courtes fluctuations de la charge en suspension des eaux de lagons. Des épisodes de blooms phytoplanctoniques ont été proposés par Dupraz (1999) pour expliquer une turbidité changeante. En effet, le foisonnement de ces organismes dans la tranche d'eau provoque une diminution provisoire de la profondeur de pénétration de la lumière.

#### **Salinité**

Les écosystèmes oxfordiens se caractérisent par des salinités différentes, tributaires de la position relative de l'écosystème marin par rapport à une source d'eau météorique. Certains organismes sont adaptés à divers degrés de salinité. Les charophytes indiquent généralement un milieu lacustre ou saumâtre influencé par un apport d'eaux douces en provenance du continent. On les trouve à la base de la section de Hautes-Roches.

Les ooides observés à Vorbourg et Hautes-Roches sont dominés par le type 3 défini par Strasser (1986) indiquant des conditions marines à salinité normale. L'absence d'évaporite tendrait à indiquer qu'il n'y avait pas d'environnement hypersalin dans la première moitié de l'Oxfordien supérieur. Cela semble confirmé par les travaux de Hug (2003) qui font état d'évaporites seulement dans la seconde moitié de l'Oxfordien

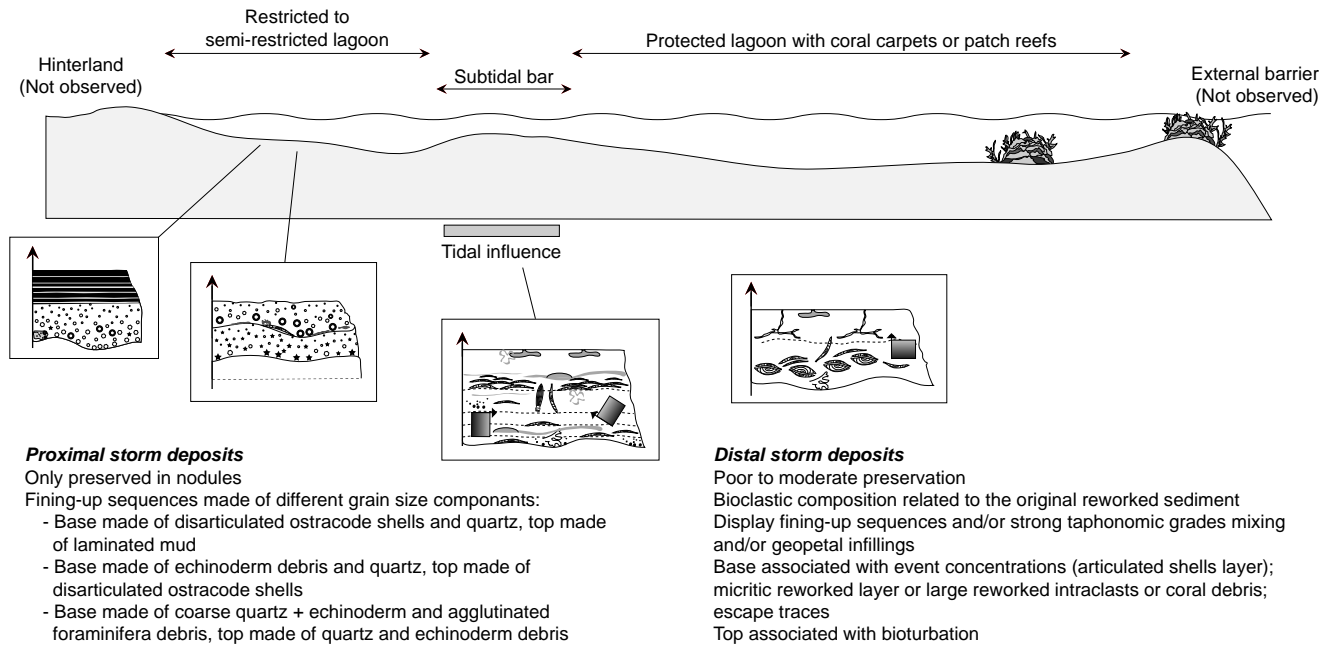


Fig. 5.24 - Figures de tempêtes constatées pour la plate-forme interne de l'Oxfordien du Jura suisse

supérieur. Bartolini et al. (2003) confirment également un accroissement de l'aridité et de la salinité au cours de l'Oxfordien terminal dans le cas de la plate-forme swabienne.

#### La composition chimique

La teneur en oxygène dissous tend à décroître dans les eaux plus fermées à la circulation littorale, comme dans les cas de lagons restreints ou semi-restreints. Des assemblages particuliers dominés par des populations de bivalves astartes s'observent à la base de la section de Hautes-Roches. Ces bivalves fouisseurs sont décrits par Aberhan (1994) au sein d'une guildes d'environnements appauvris en oxygène. Bien que ces bivalves ne vivent pas exclusivement dans ces milieux, ils sont parmi les mieux adaptés pour survivre à des conditions particulières. Leur forte abondance dans les marnes basales de Hautes-Roches confirmerait le caractère atypique des eaux du lagon semi-restreint. De plus, se trouvent associés en ce point de la section quelques niveaux riches en argiles azoïques. La forte teneur en pyrite dans ces sédiments trouverait son origine dans des eaux anoxiques ou dysoxiques stagnant sur le fond d'un lagon où la vitesse de dégradation de la matière organique serait ralentie par un déficit de la teneur en oxygène. Les faunes du sommet de la section de Hautes-Roches et de la section de Vorbourg ne sont pas limitées par l'oxygénation des eaux. Contrairement au cas du Belize où la salinité est le facteur de contrôle principal dans les eaux restreintes à semi-restreintes (voir chapitre 6), la variations de la teneur en oxygène dans les eaux des lagons restreints et semi-restreints oxfordiens

semble être le principal paramètre limitant l'installation des communautés benthiques.

La teneur en nutriments dans les écosystèmes oxfordiens considérés dans ce travail est probablement restée constamment assez élevée. Aucune construction récifale diversifiée n'a pu se mettre en place. Ceci est probablement dû à l'action conjuguée d'un hydrodynamisme périodiquement élevé et d'une forte teneur en nutriments. Les faunes sont majoritairement composées d'organismes endobiontes et des épibiontes suspensivores. Ces derniers sont bien développés quand la charge en suspension consommable dans l'eau est suffisante. Les micro-encroûteurs dominant les sections d'étude sont des faunes caractéristiques d'environnement à tendance mésotrophe (voir Dupraz 1999, Dupraz et Strasser 2002), à savoir des serpules, des bryozoaires et quelques micro-organismes hétérotrophes associés tels que des *Bullopora*, des *Placopsilina*, de rares *Tubiphytes* et des foraminifères nubéculaires. La source de ces nutriments trouvait probablement son origine dans l'apport de siliciclastiques issus de l'arrière-pays. Le rôle d'up-welling n'avait pas d'influence dans cette plate-forme du fait de sa faible profondeur et de sa distance au bassin (Dupraz 1999).

L'abondance des ooïdes dans les sections d'études indique que les eaux de lagons ouverts étaient probablement saturées en carbonates de calcium (Tucker et Wright 1990). Le degré de saturation des eaux interstitielles d'un sédiment varie avec l'apport de siliciclastiques et a un rôle notable sur la signature taphonomique. Ce point sera étayé et discuté en chapitre 7.

## 5.5.2 Paramètres sédimentaires

### *Taux de sédimentation*

Les taux de sédimentation calculés par Védrine (2007) et Strasser et Védrine (2009) pour des dépôts de lagons ouverts oxfordiens fournissent des valeurs moyennes de 0,11 à 0,12 millimètres par an. Ces valeurs sont calculées en considérant les séries sédimentaires les mieux préservées et dont il est possible d'estimer une mise en place en environ 10 ka, soit le temps d'un demi-cycle de précession en cas de cyclicité symétrique de variation du niveau marin.

Notre étude détaillée met en évidence de fortes variations de vitesse de sédimentation. Ceci est particulièrement évident lors de sédimentation réduite de phases d'ennoiement maximum, qui peuvent s'accompagner de stade de croissance microbialitique ou de surface indurée accumulant du fer et bioturbées. La reconnaissance de ces niveaux est importante si l'on considère l'évolution des taphofaciès. En effet, l'altération de résidus squelettiques peut être supposée comme tributaire de la durée d'exposition à l'altération, liée à la vitesse d'enfouissement de résidus ; cette dernière pouvant être elle-même liée aux taux de sédimentation. Ce point sera traité et discuté dans le chapitre 8.

### *Composition minéralogique*

Au cours de l'Oxfordien supérieur, la plate-forme jurassienne subit un changement sédimentaire important. La base des sections étudiées témoigne d'une plate-forme mixte carbonatée-siliciclastique, dont la teneur en quartz atteint 35%. Certains niveaux de la base de la section de Hautes-Roches sont composés presque exclusivement d'argiles. Le sommet de la section de Vorbourg correspond à une plate-forme à dominante carbonatée, comprenant jusqu'à 3% de quartz.

Comme précité au chapitre 4, la nature du substrat à un rôle important sur la chimie des eaux interstitielles et sur la signature taphonomique. Ce point sera étayé dans le chapitre 7.

### *Degré d'induration du substrat*

Concernant la section de Hautes-Roches, sa base perforée indique la formation d'un fond durci, lié ici à une phase d'ennoiement maximal prolongé dans le temps.

L'intervalle V1 de la section de Vorbourg témoigne probablement de deux types de substrat. Le premier contient des bioturbations diffuses et traces de fuite. Ces dernières ont permis une mobilisation des bioclastes contenus dans le sédiment qui ont pivoté suivant le mouvement induit par le passage de l'organisme. Aucune trace de compression n'est observée au pourtour du lieu du passage. Cela indiquerait que le sédiment était alors suffisamment gorgé d'eau pour se déformer

sans laisser de trace. On supposera donc pour la base de l'intervalle V1 l'existence d'un fond meuble. Quelques discontinuités sont observées en sommet d'échantillons traduisant une légère compaction du sédiment. Cependant aucun fond durci n'est observé. Au-delà, les marnes montrent un contenu noduleux intéressant puisque ces derniers sont communément bioturbés en leur sommet. Les bioturbations ont des limites franches avec leur encaissant. Elles se sont formées dans un sédiment qui ne s'est pas effondré au passage de l'organisme et le terrier a été comblé. L'existence de fonds fermes expliquerait cette configuration. Toutefois, l'agencement particulier des nodules contenus dans des marnes pose la question de la mise en place de ce niveau sédimentaire. Les concrétions calcaires se forment sous l'impulsion d'une diagenèse précoce. Les travaux de Savdra et Bottjer (1988) mettent l'accent sur la profondeur d'accrétion de nodules, qui peut-être inférieure au mètre. Dans le cas des nodules de l'Oxfordien, la nodulisation s'effectue par concrétion de carbonate autour d'un nucléus carbonaté, probablement mis en place lors d'épisodes de tempête. De tels cas sont rapportés par Cherns et al. (2008) qui indiquent que la cimentation précoce des nodules est autorisée par une forte dissolution de l'aragonite dans la zone de réduction des sulfates, rapidement suivie d'une cimentation. Les organismes vivant en surface de lagon peuvent bioturber le sédiment sous-jacent dans un stade précoce d'induration. Puis, quelques bioturbations rapidement comblées seront préservées au sommet des nodules.

Les lagons protégés représentés dans la section de Vorbourg étaient, à l'exception des intervalles V1 et V3 plus boueux, composés de fonds meubles. Des processus sporadiques d'induration sont constatés. Par exemple, le sommet des intervalles V2 et V5 est caractérisé par un amalgame de sédiments et de bioturbations. Les derniers terriers installés recourent franchement le sédiment. Cela témoigne d'un accroissement progressif de l'induration du substrat allant vers un fond ferme. Aucun organisme vivant fixé sur un fond dur n'a été observé. Dans certains cas, des constructions microbiennes en surface de sédiment tendent à colmater celui-ci, accroissant sa stabilité. C'est notamment le cas dans l'intervalle V6.

La section de Hautes-Roches se caractérise surtout par le changement depuis un fond boueux vers un fond plus induré. La succession verticale de terriers à paroi tapissée et de terrier dépourvu de tapissage en témoigne clairement. Puis, le sommet de la section devient plus complexe, incluant des stades de fonds durcis reflétant la tentative, rapidement échouée, de l'installation de coraux. Considérer ces niveaux coralliens comme fond durci sera important lors de l'analyse taphonomique (voir chapitre 7).

### **Granulométrie**

La granulométrie évolue progressivement dans le Membre de Günsberg à Hautes-Roches, allant depuis un sédiment fin, riche en argiles, vers un sédiment rendu plus grossier par un accroissement de résidus squelettiques plurimillimétriques à centimétriques. Le sommet de la section montre des fragments coralliens décimétriques entourés d'un sédiment bioclastique grossier.

La section de Vorbourg est relativement plus homogène concernant sa granulométrie. Des variations ténues s'observent entre les bancs, attribuables à des variations hydrodynamiques de mise en place des sédiments. Les intervalles V1 et V3 sont enrichis en composants terrigènes fins.

### **5.5.3 Facteurs biotiques**

La qualité des assemblages fossiles des sections d'étude n'a pas permis de faire une analyse précise de l'ensemble des taxons présents. Toutefois, quelques informations sont obtenues concernant l'évolution des guildes.

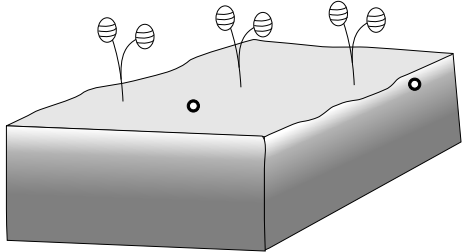
La section de Vorbourg montre assez peu de variations. Dès la base, les faunes sont dominées par des organismes endobenthiques et des épibiontes suspensivores. Une diversification des niches écologiques s'opère dans l'intervalle V6. Elle est marquée par une diversification des micro-encroûteurs, une décroissance relative de la présence de suspensivores et un accroissement en débris de coraux.

La section de Hautes-Roches, qui recouvre un intervalle de temps plus long, présente d'intéressantes variations fauniques et floristiques. Sa base est représentée par une épiflore d'environnement d'eau douce à saumâtre. Ensuite apparaît progressivement une endofaune peu profonde (intervalles HR2 à HR4)

qui sera rapidement dominée par des bivalves de type astarte. Quelques débris de suspensivores sont présents. Ensuite, dans l'intervalle HR5, les guildes restent similaires. Toutefois, les bivalves astartes vont disparaître et sont remplacés par des bivalves du morphotype 2, représentants de nombreuses espèces. Bien que non déterminés, ces bivalves sont caractéristiquement différents des astartes car leur coquille est beaucoup plus fine et plus large. Ces organismes vivaient dans le sédiment mais à des profondeurs qui n'ont pas pu être déterminées. Quoi qu'il en soit, ils témoignent nettement d'un changement faunique tributaire de l'ouverture du système lagunaire (paragraphe 5.4.3). Dans le même temps, les organismes épibenthiques suspensivores se diversifient. Dès l'intervalle HR7 se marque un changement faunique lié à une diversification des niches écologiques. Les épibiontes suspensivores maintiennent leur diversification, les endobiontes sont marqués par l'apparition d'une faune profonde (*Pholadomya*). Les herbivores se multiplient, ainsi que les résidus microbiens. L'intervalle H9 est né d'un mélange hydrodynamique de faunes, résultant d'une baisse du niveau marin relatif. Enfin le sommet de la section de Hautes-Roches voit l'apparition d'un écosystème plus varié, où le réseau trophique s'agrandit avec l'apparition de coraux et de faunes affectionnant ces constructions. Toutefois ce système ne se stabilise pas et montre des stades de récession liés à des conditions environnementales non favorables. Puis finalement ce système avortera du fait de l'installation brutale d'une barre à ooïdes.

Les informations majeures acquises via l'étude des sections de Hautes-Roches et Vorbourg sont indiquées en figure 5.25. Les différents paléocécosystèmes y sont décrits et serviront de base pour l'analyse taphonomique qui sera menée dans le chapitre 7. En effet, comprendre l'évolution de taphofaciès nécessite de connaître au mieux l'écosystème considéré.

**Coastal environment with fresh-water influence**



**Microfacies**

Charophytes, ± ostracodes  
Mudstone to wackestones

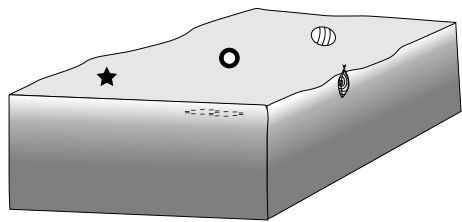
**Ecological characteristics**

Freshwater to brackish lagoon  
Salinity controlled environment  
Dominant guilds: epiflora, hemi-endobenthic fauna

**Location**

Base of Hautes-Roches section (samples HRa HRb)

**Restricted lagoon with high siliciclastic input**



**Microfacies**

Rare fauna with ostracodes, shallow burrowing bivalves (Astartids), ± agglutinated foraminifera (*Pseudocyclamina* sp.), ± echinoderm debris, ± charophyte debris  
Marls, mudstones to wackestones  
Affected by storms

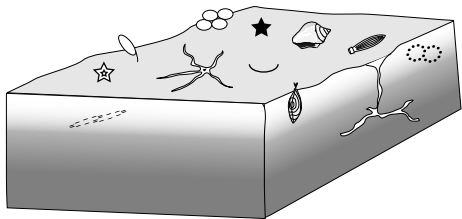
**Ecological characteristics**

Low hydrodynamic energy with episodic high-energy events  
Oxygen-deficiency  
± Fluctuating salinity  
Moderate turbidity(?)  
Mesotrophic(?)

**Location**

Base of Hautes-Roches section (samples HRC to HR3)

**Semi-restricted lagoon with high siliciclastic input**



**Microfacies**

Echinoderm debris (ophiuroids, asterids, crinoids, echinoids), shallow burrowing bivalves (Astartids), bivalves morphotype 2, small *Ostrea*, agglutinated foraminifera (*Pseudocyclamina* sp. ± *Ammobaculites* sp.), gastropods, serpulids, brachiopods, ± *Lenticulina*  
Marls, bioturbated  
Affected by storms

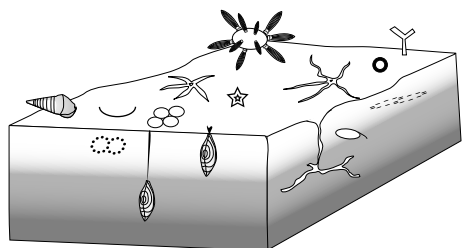
**Ecological characteristics**

Moderate hydrodynamic energy with episodic high-energy events  
Slight oxygen-deficiency  
± Fluctuating salinity  
Dominant guilds: shallow infaunal organisms; epifaunal suspension-feeders + allochthonous groups

**Location**

Hautes-Roches section (sample HR4 to HR18)

**Protected lagoon with high siliciclastic input**



**Microfacies**

Echinoderm debris (ophiuroids, asterids, crinoids, echinoids), bivalves morphotype 2, *Ostrea*, brachiopods, serpulids, gastropods, agglutinated foraminifera (*Pseudocyclamina* sp., ± *Ammobaculites* sp.), ostracodes, bryozoans, probably biofilms  
Marls, bioturbated  
Affected by storms

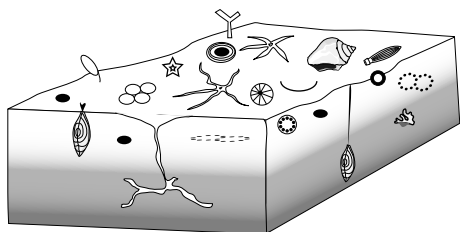
**Ecological characteristics**

Moderate hydrodynamic energy, with episodic high-energy events  
Normal salinity  
Normal oxygenation  
Low to moderate turbidity  
Mesotrophic  
Dominant guilds: epifaunal and infaunal suspension-feeders, herbivores + allochthonous groups

**Location**

Hautes-Roches section - terminal part of the Röschenz Member (samples HR 23 to HR41)

**Fig. 5.25** - Principales caractéristiques des paléocécosystèmes distingués pour les lagons oxfordiens sur la base des sections de Vorbourg et Hautes-Roches

**Protected lagoon with moderate siliciclastic input**

**Microfacies**

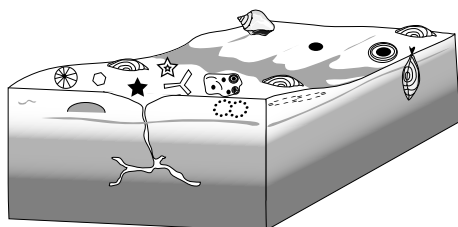
Bivalves, echinoderms, peloids, agglutinated foraminifera (*Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp.), micritic oncoids, gastropods, bryozoans, brachiopods, *Lenticulina*, radial and micritic ooids, ostracodes, ± coral debris, ± dasycladales, ± microencrusters  
 Calcareous marls; wackestones to packstones  
 Affected by storms

**Ecological characteristics**

Low to moderate hydrodynamic energy, with episodic high-energy events  
 Normal salinity  
 Normal oxygenation  
 Low turbidity  
 Mesotrophic  
 Dominant guilds: epifaunal and infaunal suspension-feeders + allochthonous groups

**Location**

Vorbourg section (samples VO1 to VO4 and VO8 to VO12)

**Protected lagoon with subtidal bioclastic bar influence**

**Microfacies**

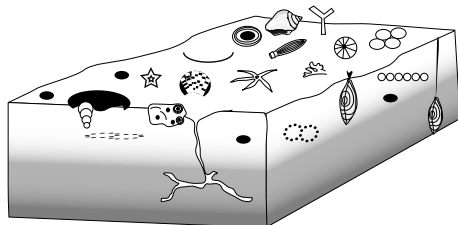
Bivalves, echinoderms, radial ooids, peloids, micritic oncoids, intraclasts, gastropods, brachiopods, bryozoans, agglutinated foraminifera (*Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp.), *Lenticulina*, coral debris, ostracodes, ± dasycladales, ± serpulids, ± reworked microencrusters (*Lithocodium*, *Troglotella*, *Bullopora*), quartz, ± dolomitisation, ± dedolomitisation, ± microsparitisation, thin mud deposits  
 Packstones to grainstones  
 Affected by storms

**Ecological characteristics**

Moderate to high hydrodynamic energy with strong tidal influence  
 Normal salinity  
 Normal oxygenation  
 Low turbidity  
 Oligo- to mesotrophic  
 Dominant guilds: mainly reworked epifaunal and infaunal suspension-feeders

**Location**

Vorbourg section (samples VO5, VO6, VO13, VO14, VO14-16a)

**Protected lagoon**

**Microfacies**

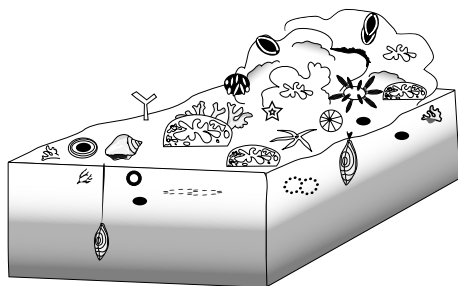
Bivalves, echinoderms, peloids, radial ooids, micritic oncoids, gastropods, brachiopods, agglutinated foraminifera (*Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites* sp.), intraclasts, bryozoans, *Lenticulina*, coral debris, microencrusters (*Lithocodium*, *Troglotella*, *Bullopora*), ± serpulids, ± pharetronid sponges, ± "Cayeuxiid algae", (± dasycladales and ostracodes) ± thin mud deposits  
 Wackestones to grainstones  
 Affected by storms

**Ecological characteristics**

Moderate hydrodynamic energy with episodic high-energy events  
 Normal salinity  
 Normal oxygenation  
 Low turbidity  
 Oligo- to mesotrophic  
 Dominant guilds: epifaunal and infaunal suspension-feeders

**Location**

Vorbourg section (samples VO17 to VO23)

**Lagoon with reefal influence**

**Microfacies**

*In situ* corals, coral debris, bivalves, echinoderms, radial ooids, peloids, micritic oncoids, gastropods, ostracodes, intraclasts, bryozoans, microencrusters (*Lithocodium*, *Troglotella*, *Bullopora*, Nubecularids, *Placopsilina*, *Tubiphytes*), microbialites, sponges, ± serpulids, ± brachiopods, ± *Lenticulina*, ± miliolina  
 Packstones - grainstones to boundstones  
 Affected by storms

**Ecological characteristics**

Moderate to high hydrodynamic energy  
 Normal salinity  
 Normal oxygenation  
 Low (to moderate) turbidity  
 Oligo- to mesotrophic  
 Dominant guilds: carnivores; epifaunal and infaunal suspension-feeders

**Location**

Hautes-Roches section (samples HR43 to HR47)

**Fig. 5.25 (suite)** - Principales caractéristiques des paléocécosystèmes distingués pour les lagons oxfordiens sur la base des sections de Vorbourg et Hautes-Roches





## 6. SÉDIMENTS HOLOCÈNES DU BELIZE

### 6.1 Description de la zone d'étude

Le Belize est situé sur la côte ouest de la Mer des Caraïbes, bordé au sud et à l'ouest par le Guatemala, et au nord par le Mexique (Figure 6.1). Au cours du Crétacé terminal/Paléocène, l'évolution géodynamique du Belize est marquée par l'installation d'une

configuration en horsts et grabens (Lara 1993). Les crêtes des blocs basculés, d'orientation NNE, constitueront ultérieurement un haut topographique conduisant le développement d'une longue barrière récifale de 250 kilomètres de long et de plates-formes carbonatées isolées (e.g., Dillon et Vedder 1973, James et Ginsburg 1979, Gischler et Hudson 1998). La

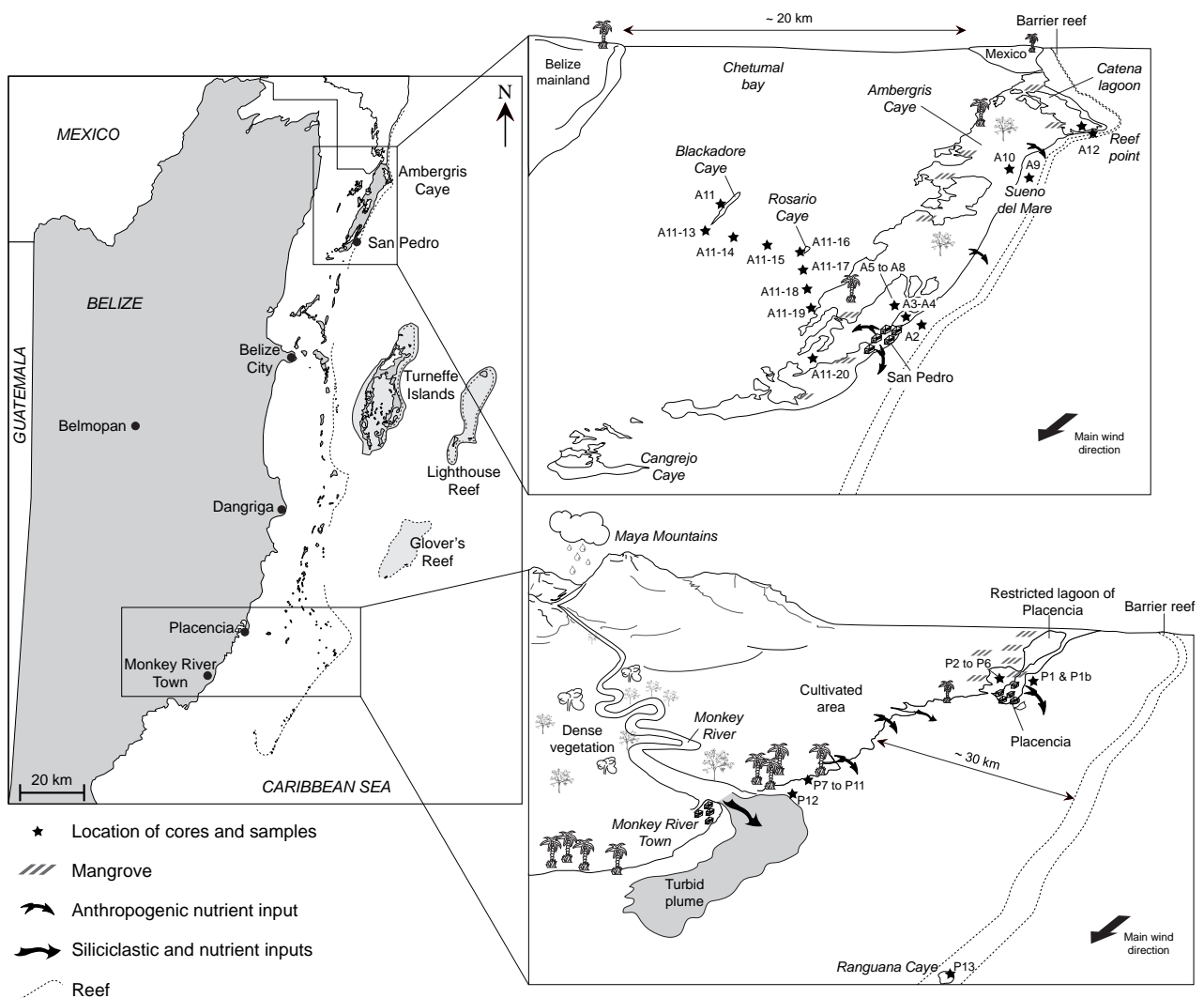


Fig. 6.1 - Localisation des aires d'étude d'Ambergris Caye et Placencia (Belize) ; position des carottages et échantillons prélevés

géomorphologie du Belize est également dirigée par un mouvement transpressionnel d'âge Pliocène et de direction NNE (Purdy et al. 2003). Les directions de chevauchement alors initiées sont maintenues jusqu'à l'Holocène (Littler et al. 1995), modelant ainsi la forme en crochet de la terminaison de la barrière récifale et l'aspect rhomboïdal particulier des bancs bioclastiques méridionaux (Purdy et al. 2003). Enfin, la karstification pléistocène a modelé la plate-forme, influençant ainsi la distribution des sédiments déposés durant l'inondation marine holocène (Figure 6.2). Dans la partie sud du Belize, l'enneigement débute entre 10 et 8 ka BP (Shinn et al. 1982, Gischler et Hudson 2004). La transgression atteint le nord du pays aux alentours de 6,3 ka BP (Teal et al. 2000, Wilhite et al. 2005). Cette inondation diachrone est reliée à une morphologie en pente du Pléistocène, orientée vers le sud et progressivement accentuée par une subsidence différentielle (Gischler et Hudson 2004). La subsidence augmentant plus rapidement vers le sud crée des environnements sédimentaires très différents le long de la côte bélizienne.

Outre ces différences, le Belize connaît un contraste majeur au niveau de l'arrière-pays. Le nord du pays est plat, tandis que le sud est modelé par les Montagnes Maya (Figure 6.1). Cette configuration entraînera des différences majeures dans la sédimentation, notamment en termes de composition des sédiments déchargés dans les lagons. En effet, au nord le sol émergé est composé de roches pléistocènes carbonatées ; au contraire le sud est fait de métasédiments et de granites. Nos analyses ont été effectuées dans les deux aires principales décrites sur la figure 6.1 afin de mieux comprendre l'impact de l'environnement sédimentaire sur la taphonomie. En d'autres termes, il s'agit de comprendre l'évolution taphonomique en domaines avec ou sans influence de siliciclastiques.

## 6.2 Matériels et méthodes d'analyse

Le travail de terrain a été effectué en Février 2007, suivant différents transects allant de l'estran jusqu'au lagon ouvert à proximité de la barrière récifale (Figure 6.1). Les sédiments holocènes ont été prélevés à l'aide d'un carottier de 1,5 mètres de long. Des échantillons orientés ont été extraits des carottages, au sein des différents horizons sédimentaires distingués. Ces échantillons ont ensuite été consolidés par de la résine puis transformés en lames minces. Les sédiments de surface non consolidés et les niveaux coquilliers ont été prélevés. Le lavage de ces échantillons a suivi le protocole défini par Gaffey et Bronniman (1993) qui consiste en un premier nettoyage à l'eau fraîche, suivit d'un passage dans d'une solution de NaOCl (5%) et

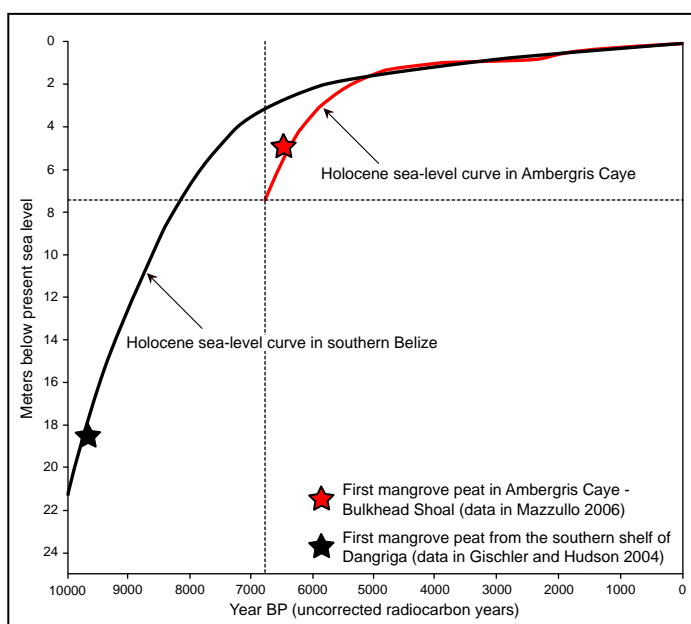


Fig. 6.2 - Courbes d'évolution du niveau marin au cours de l'Holocène pour les aires septentrionales et méridionales du Belize.

achevé par un rinçage à l'eau fraîche. Ce traitement semble être le moins destructif vis-à-vis des minéraux et permet de retirer efficacement la matière organique.

Le faciès de chaque échantillon est décrit par une analyse semi-quantitative des constituants. La nomenclature employée par Purdy et Gischler (2003). Elle considère les dépôts sédimentaires comme une roche, suivant la classification de Dunham (1962), sans évaluer l'effet de la compaction (voir également Gischler et Lomando 1999, p. 749). Bien que cette méthode puisse être discutée puisque basée sur la réalisation de lames minces ayant pu modifier la texture originelle, elle a été adoptée afin de se conformer à la littérature sur le Belize. L'analyse taphonomique a été faite sur les différents horizons sédimentaires identifiés. Une partie des sédiments non consolidés a fait l'objet de lames minces offrant une meilleure capacité d'estimation du degré d'altération pour chaque trait taphonomique. L'aire d'Ambergris Caye au nord du Belize est décrite par l'étude de quatre transects à partir desquels ont été obtenus 20 échantillons de surface et 9 carottages représentés par 31 échantillons. L'aire de Placencia au Sud est décrite via l'emploi de 9 échantillons de surface prélevés à proximité de récifs, et de 10 carottages dont 32 échantillons ont été extraits.

Les transects et les échantillons ont été choisis pour représenter des environnements de dépôt similaires à ceux analysés dans l'Oxfordien du Jura suisse (Chapitre 5).

Les bioclastes les mieux préservés de onze échantillons ont été confiés au Professeur T. Stocker de l'Institut de Physique de l'Université de Bern afin d'en obtenir un âge par datation au carbone 14 (Table 6.1). Les analyses ont été effectuées sur un ensemble de coquilles ou de fragments de coraux provenant d'un même horizon sédimentaire afin de moyenniser les âges obtenus. Bien que l'âge acquit ne soit pas exactement l'âge de mise en place du sédiment, cela permet d'atténuer les effets du time-averaging. Les résultats obtenus sont indiqués sur les figures dressées pour les différents carottages. Afin de se conformer à la littérature sur le Belize, les âges fournis sont non corrigés. Le protocole d'analyse est présenté en annexe 1.

**Table. 6.1** - Échantillons datés et taux de sédimentation calculés sur sédiment décompacté de carottes holocènes

Sample (material)	Uncorrected radiocarbon years BP	Calculated sedimentation rates (cm/ky)
A2.3 (bivalve)	10 ± 50	-
A5.2 (bivalves)	1030 ± 30	20,4 ± 7
A7.2 (bivalves)	460 ± 40	36,4 ± 4
P1.4 (bivalve)	580 ± 50	64,8 ± 15
P2.5 (corals)	1060 ± 30	93 ± 15
P4.1 (peat)	2630 ± 30	39 ± 3
P7.1 (corals)	2480 ± 20	25,4 ± 20
P7.2 (corals)	530 ± 20	48,2 ± 25
P9.1 (corals)	2150 ± 30	60,4 ± 10
P9.5 (corals)	880 ± 50	44,2 ± 10
P12.4 (gastropods)	1930 ± 50	51,4 ± 8

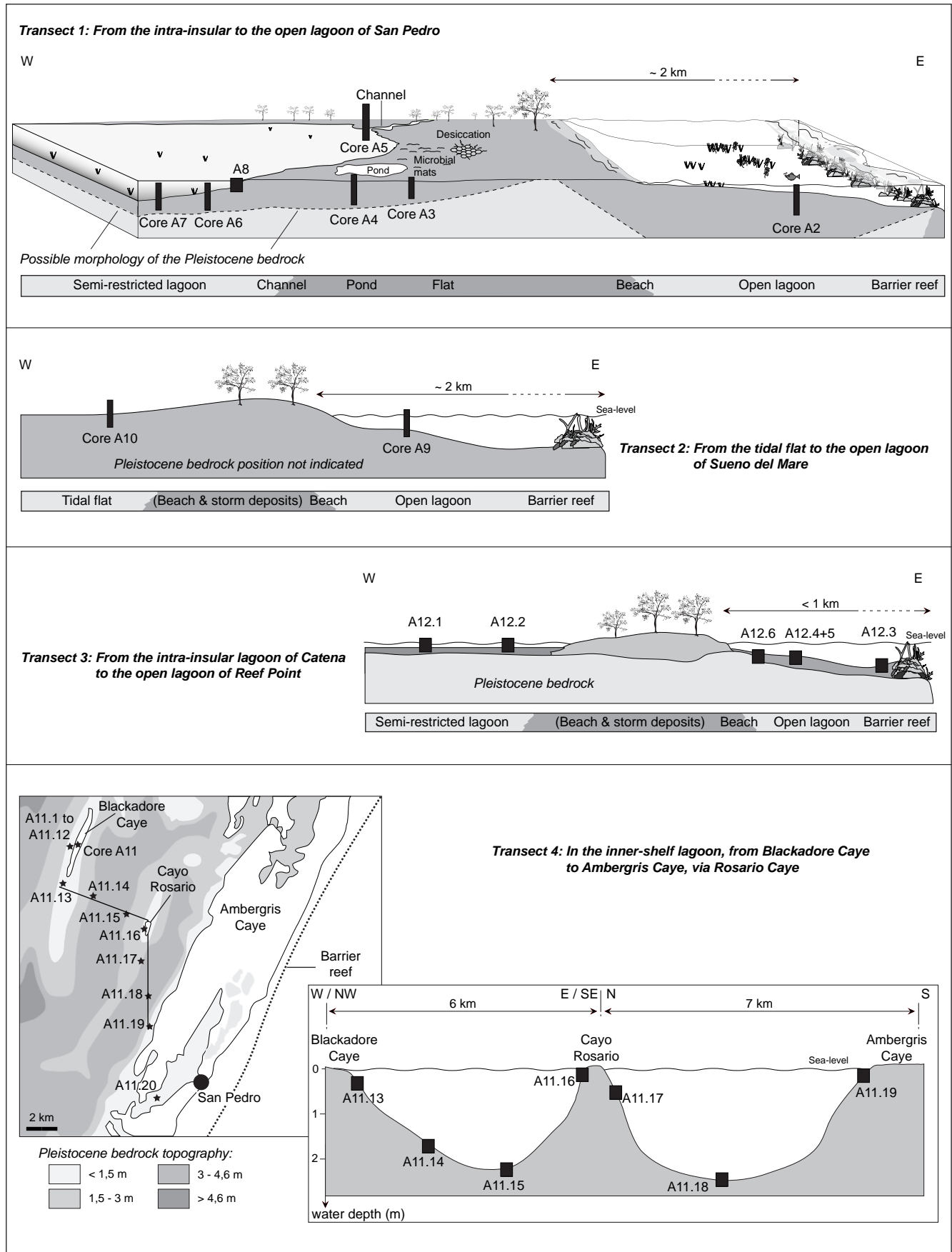
Grâce à ces datations, des taux de sédimentation moyens ont été calculés et indiqués sur les figures précitées (voir Table 6.1). Les calculs sont fait après conversion de l'épaisseur du sédiment observé entre l'échantillon daté et la surface, ou entre deux échantillons datés, en épaisseur réelle décompactée. Les valeurs de compaction ont été obtenues sur le terrain lors de la réalisation des carottages. Les taux de sédimentation calculés doivent être lus avec certaines précautions. En effet, les valeurs sont moyennées et ne font pas état de variations du taux de sédimentation. De plus dans certains carottages, la base de la couche sédimentaire datée n'a pas été atteinte. Ainsi, l'épaisseur employée pour calculer les taux de sédimentation est inférieure à l'épaisseur réelle et donc le taux de sédimentation calculé est sous-estimé. Ces données seront discutées dans le paragraphe 6.5.

### 6.3 Aire de Ambergris Caye

La topographie du substratum d'Ambergris Caye est modelée par la karstification pléistocène, surimposée à une série antécédente de crêtes de blocs basculés de direction NNE (e.g., Wilhite et al. 2005, Mazzullo 2006). Trois hauts-reliefs pléistocènes ayant initié la formation d'îles sont considérés dans ce travail : les îles d'Ambergris, de Rosario et de Blackadore (Figure 6.1). Ambergris Caye représente la principale île de cette aire. Elle délimite en amont un large lagon interne de 20 kilomètres de large se prolongeant vers le nord dans la Baie de Chetumal. Cette baie est fermée et présente des caractéristiques de lagon restreint. Notre travail mené plus au sud ne s'est pas effectué dans des eaux aussi restreintes. En effet, le lagon est assez ouvert pour subir l'action de courants issus de processus atmosphériques. Les barres sableuses sont d'ailleurs modelées par l'action des tempêtes et des alizés (Mazzullo et al. 2003). Les eaux sont bien oxygénées et légèrement hyposalines. La bathymétrie n'excède pas quelques mètres. La profondeur du substratum pléistocène atteint jusqu'à environ 8 mètres selon les lieux (Yang et al. 2004). Dans la zone qui nous concerne la bathymétrie moyenne est de 2 mètres et le Pléistocène situé à 3 mètres de profondeur. Pour simplifier les descriptions le lagon sera décrit comme appartenant à la Baie de Chetumal et dit « lagon de Chetumal » ; ce terme est abusif mais permet de bien distinguer ce lagon des lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye. Ces derniers sont situés au sein de dépressions modelant le substratum pléistocène (Ebanks 1975, Mazzullo 2006). Les lagons de San Pedro et de Catena sont de ce type (Figure 6.1). Ils sont peu étendus, fortement fermés vis-à-vis de la circulation marine et la bathymétrie est communément de moins de 1 mètre de profondeur. En aval d'Ambergris Caye se situe un étroit lagon ouvert en direction de l'est et séparé de la mer ouverte par une longue barrière récifale. Les profondeurs maximales du lagon sont de l'ordre de 6 mètres (Purdy et Gischler 2003).

Des échantillons de surface et carottes ont été prélevés suivant différents transects (Figures 6.1 et 6.3) :

- (1) Depuis le lagon intra-insulaire de San Pedro vers le lagon ouvert.
- (2) Depuis l'estran tidal de Sueno del Mare jusqu'au lagon ouvert du même nom.
- (3) Depuis le lagon intra-insulaire de Catena jusqu'au lagon ouvert de Reef Point.
- (4) Dans le lagon interne de Chetumal depuis Blackadore Caye à l'embouchure du chenal du lagon de San Pedro, en passant par Rosario Caye.



**Fig. 6.3** - Zones et transects associés aux échantillons et carottages effectués pour l'aire d'Ambergris Caye (la morphologie du substratum pléistocène est adaptée d'après les observations de Mazzullo (2006))

### 6.3.1 Transect de San Pedro

Depuis un pôle proximal vers un pôle plus distal, ce transect débute dans le lagon intra-insulaire de San Pedro décrit grâce à trois carottages (A5, A6, A7) et un prélèvement en surface de lagon (A8). Les dépôts péritidaux de ce lagon ont été soumis à deux carottages nommés A3 et A4. Enfin le transect s'achève par le carottage A2 effectué au sein du lagon ouvert de San Pedro.

#### a : Description sédimentologique

##### Carotte A2

La figure 6.4 représente la carotte obtenue dans le lagon ouvert de San Pedro. Elle se situe à 40 mètres de la ligne de côte, sous une profondeur d'eau d'environ 20 centimètres. Sa base est un wackestone à packstone riche en fragments d'*Halimeda*. Les algues *Corallina* sp., les gastéropodes et les foraminifères, notamment

les *Peneroplis*, sont communs. En montant dans la série sédimentaire s'observe un changement textural vers un sédiment de type packstone riche en *Halimeda*. Les *Corallina*, les mollusques et les foraminifères sont communs. Un terrier comblé de larges plaques d'*Halimeda* s'observe, ainsi qu'un bivalve en position de vie du genre *Codakia*. Le foraminifère encroûteur *Homotrema rubrum* devient plus abondant vers le sommet de la section. De nombreux témoins de *Thalassia* sont observés entre les centimètres 30 et 40, mais ces plantes sont absentes en surface. La carotte a été faite dans un herbier composé de *Synrigodium filiforme*.

##### Carottes A3 et A4

Le domaine péritidal de San Pedro est représenté par les carottes A3 et A4 (Figures 6.5 et 6.6). Elles ont été prélevées à respectivement 15 et 5 mètres de la ligne de côte du lagon semi-restreint. Suivant sa position

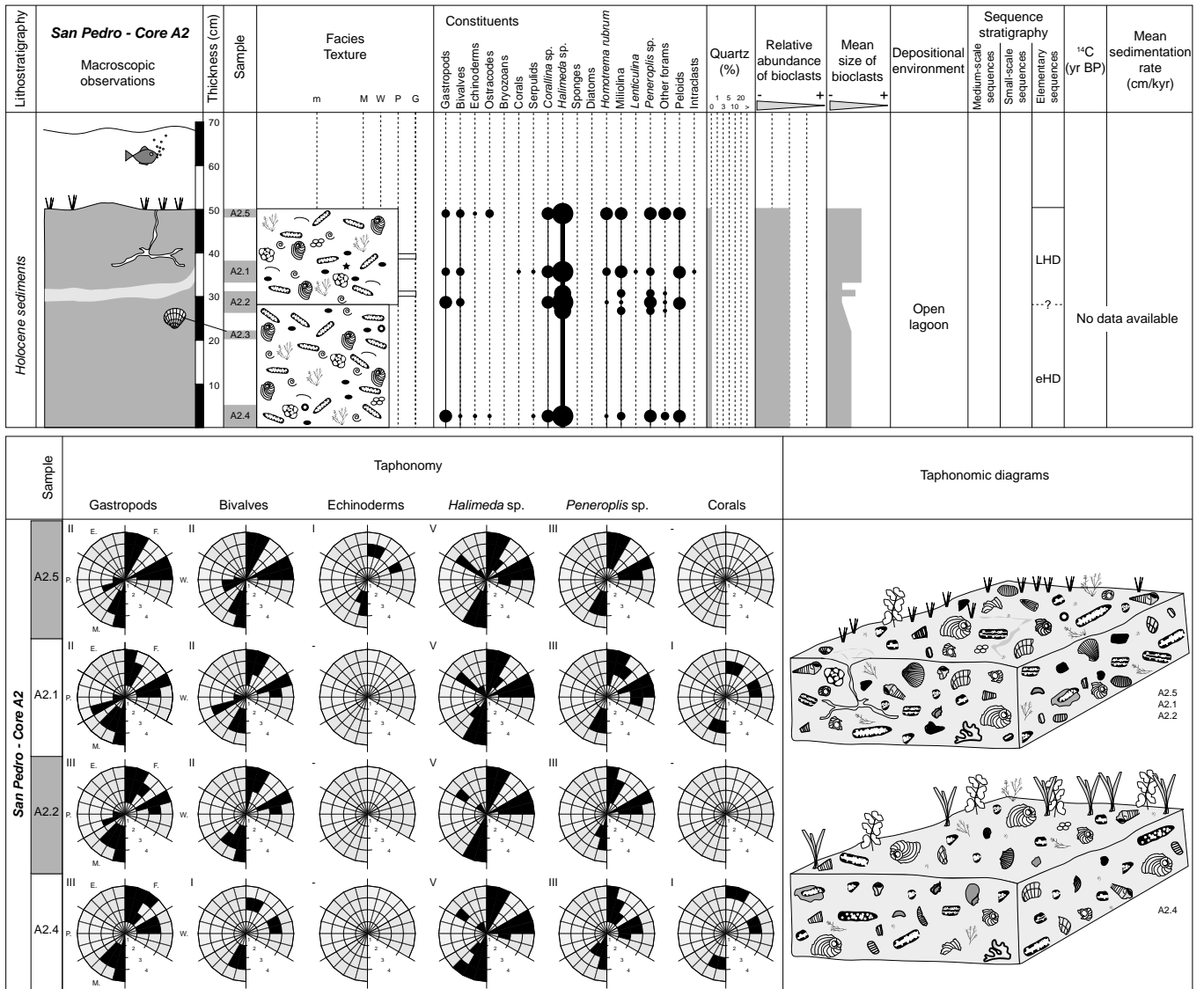


Fig. 6.4 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte A2 (lagon ouvert de San Pedro - Aire d'Ambergris Caye)

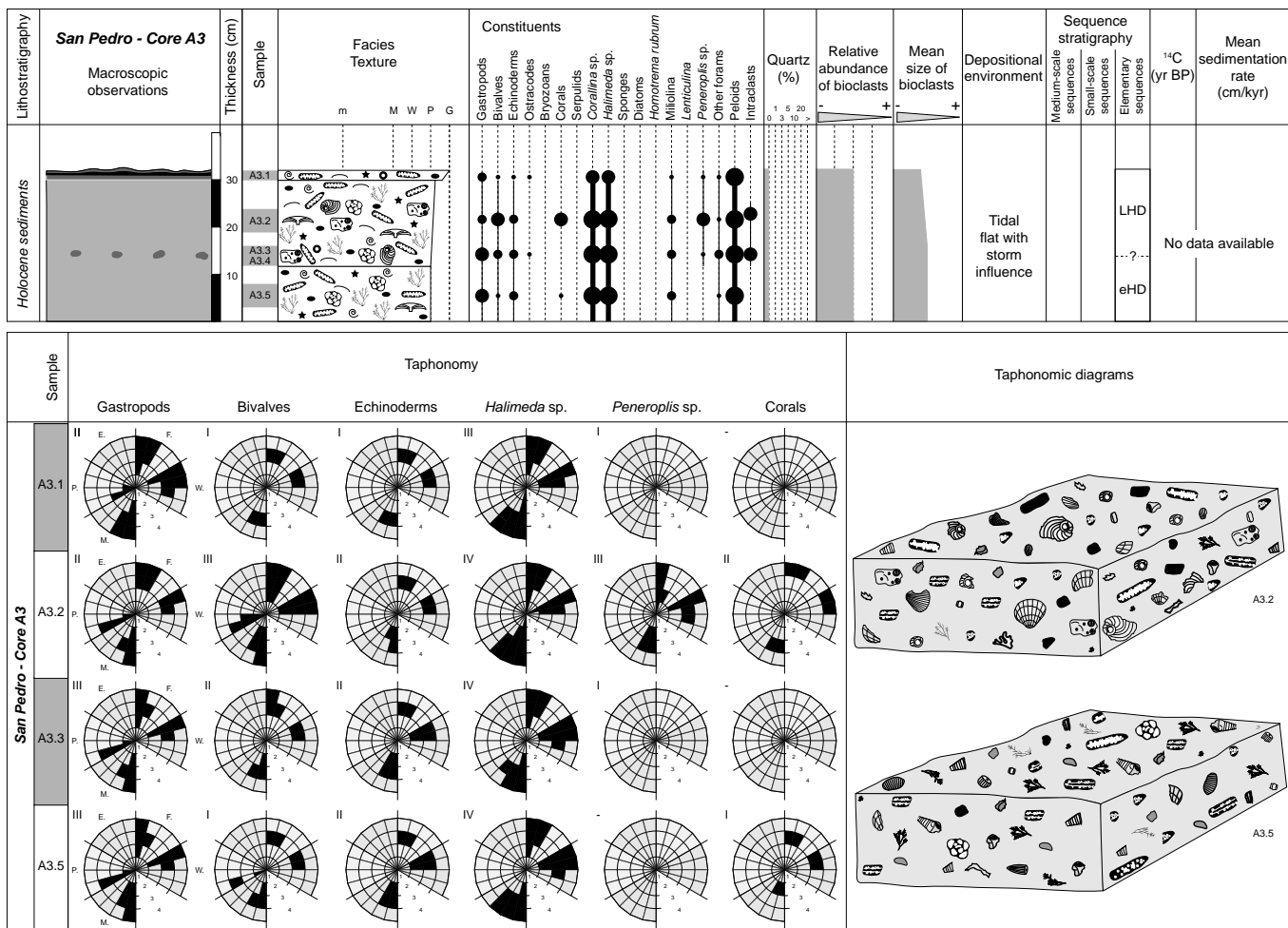


Fig. 6.5 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte A3 (estran de San Pedro - Aire d'Ambergris Caye)

relative au lagon, la surface de l'estran est arborée, herbacée, peu ou pas végétalisée. Elle est plus ou moins ondulée, marquée de fentes de dessiccation ou d'un léger tapis algues. Le front de l'estran à l'entrée du lagon restreint est le siège d'une abondante population de petits cérithes du genre *Batillaria* qui perforent et façonnent le sédiment légèrement induré au sein duquel ils se déplacent (Planche 6.1).

La carotte A3 se compose d'un niveau sédimentaire décimétrique homogène, contenant un horizon noduleux et recouvert en son sommet par un fin tapis algues. Ce dernier est fait d'une alternance de lamines enrichies en débris organiques carbonatés et de tapis millimétriques cyanobactériens. À la base de ce fin tapis algues, se situent quelques résidus végétaux souvent carbonisés. Ces débris charbonneux sont soit issus d'incendie naturel soit anthropique. En effet, cette zone est à proximité d'habitations et l'impact anthropique sur la sédimentation doit y être gardé à l'esprit. Le sédiment dominant le carottage est un packstone à grainstone composé d'une faune franchement marine dominée par des débris d'algues *Halimeda* et *Corallina*, ainsi

que par des péloïdes issus de la micritisation d'algues. On retrouve quelques débris de coraux attestant d'une alimentation efficace de l'estran par le lagon ouvert adjacent au cours d'événement de haute énergie. Les nodules contiennent des larges intraclastes de matériel consolidé de type wackestone voire packstone. Ces intraclastes sont également retrouvés à l'état dispersé dans l'ensemble du sédiment composant la carotte A3. On y trouve des débris d'*Halimeda*, de *Corallina*, de gastéropodes, de bivalves et de *Peneroplis*. L'observation du sédiment composant les intraclastes indique également qu'il a été induré et parfois bioturbé avant d'être remanié, et qu'il est dépourvu de dolomie. Ce type d'intraclastes se retrouve similairement dans le carottage A4 concentré dans un horizon noduleux et à l'état dispersé dans le sédiment.

Les 30 centimètres sommitaux de la carotte A4 étant assez similaires à A3 il n'est pas jugé utile d'en fournir une nouvelle description. Les sédiments inférieurs sont quant à eux très informatifs. La base de la carotte est formée d'une biomicrite à *Halimeda*, mollusques et foraminifères. Les péloïdes issus de



Cet échantillon expose des petits bivalves articulés où se forment des structures géopétales ainsi qu'une concentration de larges coquilles non fragmentées et d'intraclastes. Ces traits s'observent à la base du sédiment, puis la granulométrie diminue vers le sommet. Cette succession est constatée dans l'échantillon suivant A4.4. Ces niveaux attestent probablement de la succession d'événements de tempêtes. Finalement s'installe le sédiment décrit pour le carottage A3, à la différence que la teneur en boue est supérieure en A4 et met en place des sédiments de type wackestone.

**Carottes A5, A6, A7 et échantillon A8**

La carotte A5 se situe à 5 mètres environ du rivage du lagon semi-restreint de San Pedro et sous une bathymétrie de 20 centimètres. Les carottes A6 et A7 ont été prélevées à respectivement à 20 et 80 mètres, sous une tranche d'eau de 50 et 55 centimètres. Dans ce document, seul le levé de coupe obtenu pour la carotte A5 est précisément décrit et figuré du fait de son caractère plus informatif que celui des autres carottages. Le carottage A5 est présenté par la figure 6.7. Les carottes A6 et A7 seront employées pour la corrélation des dépôts sédimentaires (Figure 6.8).

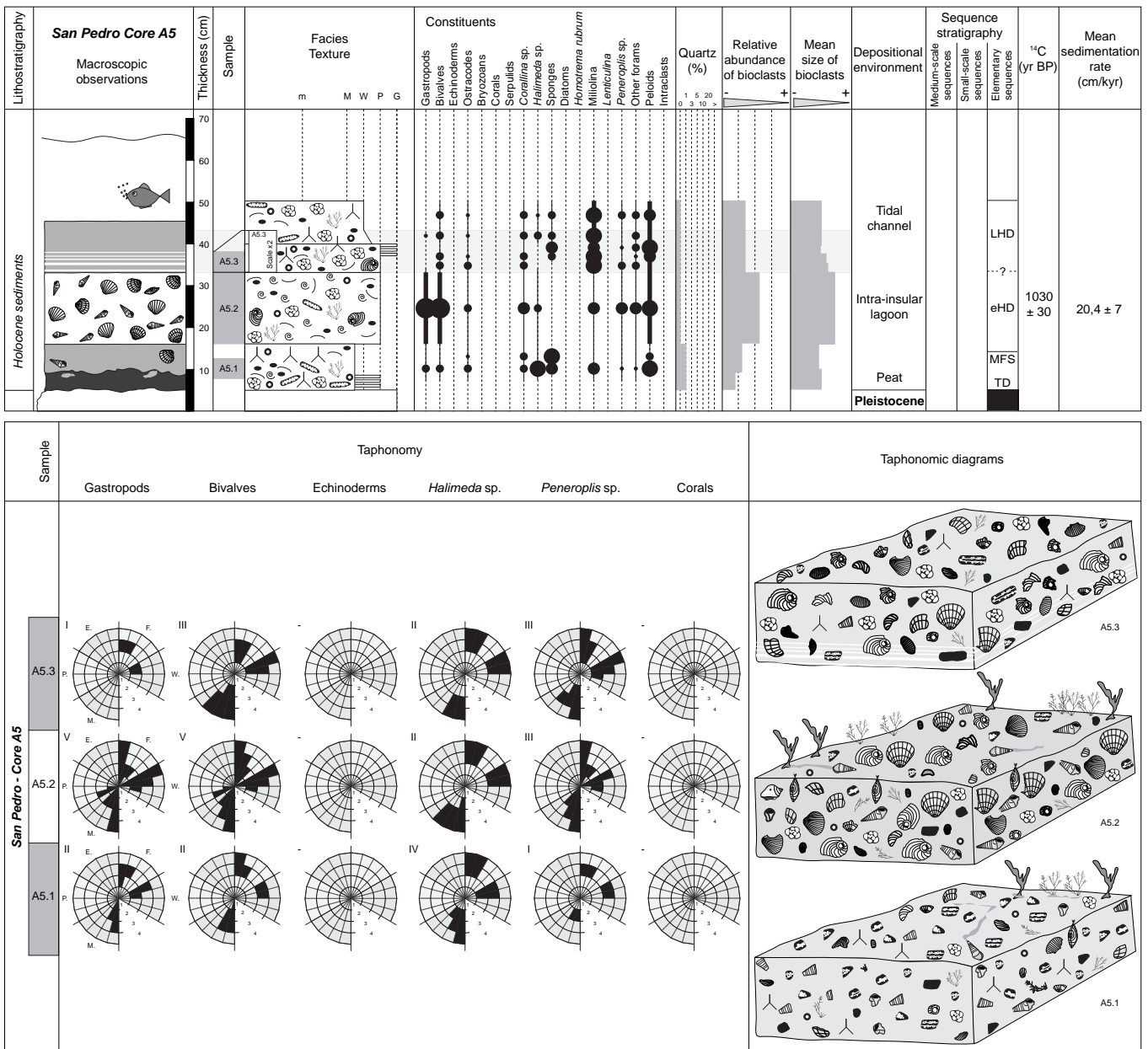


Fig. 6.7 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte A5 (lagon inta-insulaire de San Pedro - Aire d'Ambergris Caye)



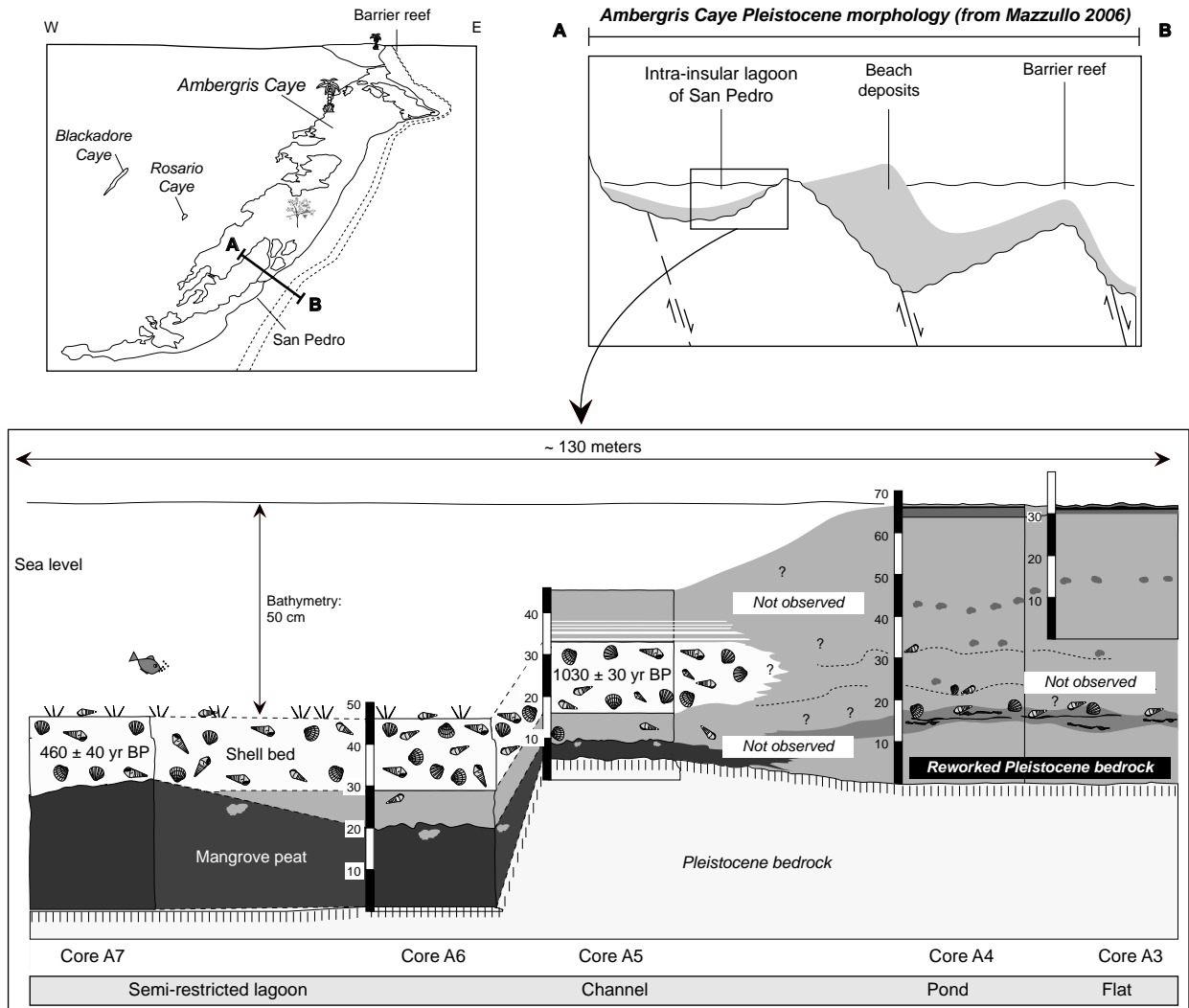


Fig. 6.8 - Localisation et corrélation des carottes A3, A4, A5, A6 et A7 de l'aire d'Ambergris Caye

La base de la carotte A5 montre un faciès tourbeux, né de l'enfouissement de végétaux de mangrove, qui repose sur le substratum pléistocène. Au vue de la présence de nombreuses racines, ce niveau est probablement en place dans les carottes A6 et A7. Le sommet de ce sédiment est surmonté d'un niveau boueux inscrivant des figures de charge en sa base. Cela témoignerait du dépôt rapide de sédiment sur des dépôts de mangroves riches en eau. Les niveaux tourbeux précédant cette discontinuité sédimentaire sont localement associés à du matériel biodétritique carbonaté concentré au sein de petites poches. Ce passage progressif puis brutal entre un matériel tourbeux et un matériel boueux indique une nette variation du rapport entre la quantité de matière végétale produite et l'apport de sédiment carbonaté. Ce dernier est une pelbiomicrite à spicules d'éponges, péloïdes issus de la micritisation de grains carbonatés et débris d'*Halimeda*. Au-delà s'étend une épaisse concentration coquillière, riche en bivalves des genres *Anomalocardia*, *Chione* et en tellines. Les gastéropodes

sont également abondants et principalement représentés par des cérithes. Les bivalves sont désarticulés, fréquemment non fragmentés et ne disposent pas d'orientation préférentielle. Les gastéropodes sont également bien préservés. Ces mollusques sont associés à une conséquente fraction boueuse, à des foraminifères du genre *Peneroplis*, des miliolles et des péloïdes.

La carotte A7 se distingue par l'absence de sédiment entre la tourbe basale et le niveau coquillier. Le niveau coquillier de la carotte A5 est recouvert d'un sédiment fortement laminé en sa base et riche en matière organique d'origine végétale. Il est associé à une forte population de petites miliolles et à des débris d'organismes divers tels que des mollusques, des algues calcifiantes, des éponges siliceuses et des ostracodes dont les valves sont parfois articulées. Ces dépôts sont associés au chenal tidal situé en aval du lagon restreint de San Pedro.

L'échantillon A8 appartient au niveau coquillier en surface du lagon. Il possède une composition faunique similaire au niveau coquillier de la carotte A5.

*b : Discussion sur les lagons  
du transect de San Pedro*

Le changement textural observé dans le lagon ouvert de San Pedro (carotte A2) traduit probablement l'actuelle progradation des faciès liée à un haut-niveau marin tardif. La succession verticale des végétaux passant de l'herbier à *Thalassia* à l'herbier à *Synrigodium* confirmerait cette idée. En effet, comme précisé dans le chapitre 2, il existe une zonation dans les populations d'herbier. Les plus proximaux sont riches en fins angiospermes du genre *Synrigodium*, plus au large viennent les herbiers plus grossiers à *Thalassia*. La progradation des faciès de plage d'Ambergris Caye a été précédemment reportée par Mazzullo (2006) qui indique qu'elle est effective depuis 750 ans BP environ.

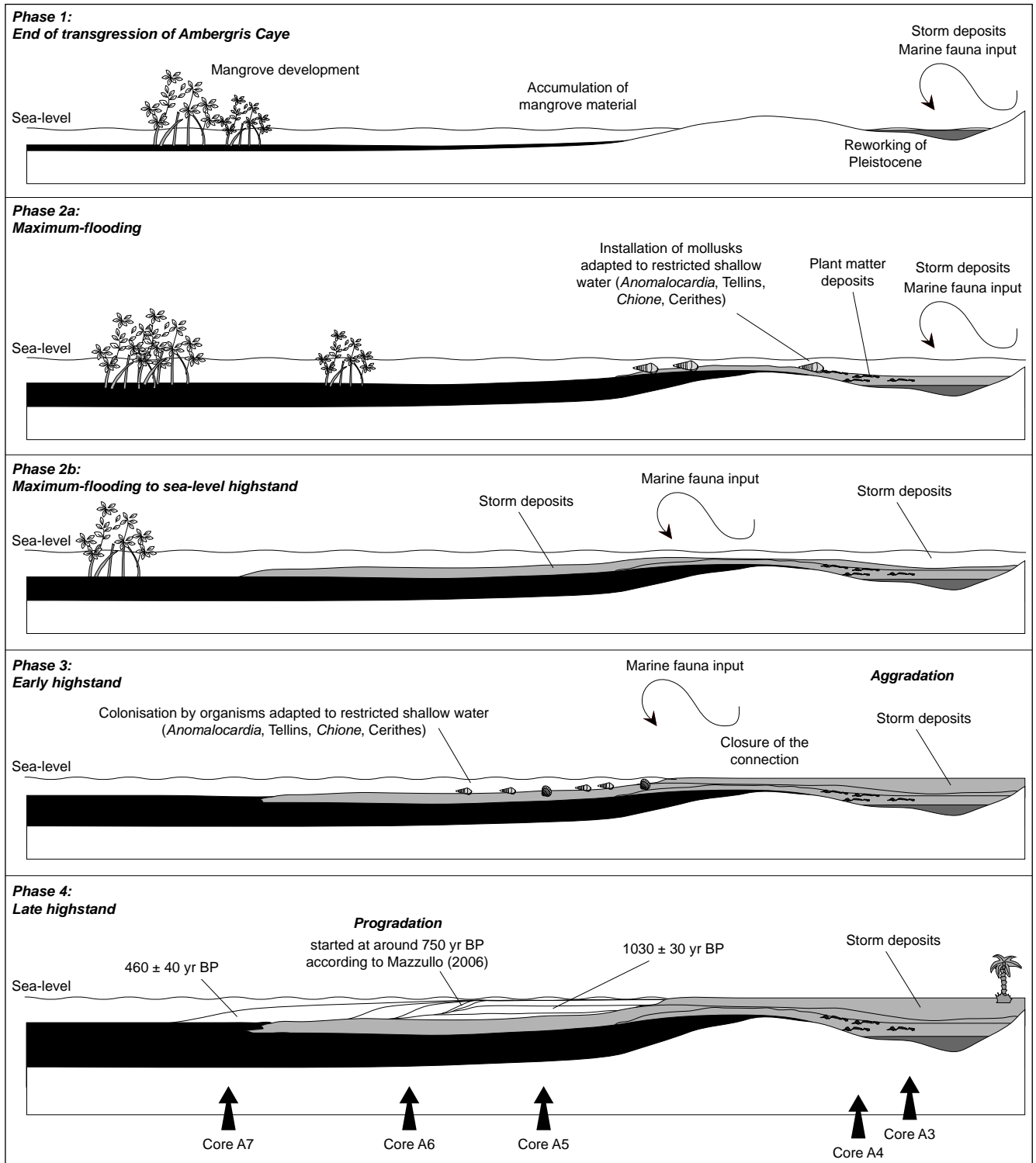
L'ennoiement du substratum pléistocène a débuté dans la partie nord du Belize autour de 6300 ans BP (voir Figure 6.2). Les travaux de reconstitution paléogéographique effectués par Mazzullo et al. (2003), indiquent que l'intégralité de la plate-forme septentrionale a été inondée aux alentours de 4000 ans BP. Les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye ont été parmi les derniers à être ennoyés et disposent ainsi d'un comblement sédimentaire atypique. Un modèle expliquant cette évolution est proposé sur la figure 6.9.

Le carottage A4 présente en sa base un matériel enrichi en éléments pléistocènes remaniés. L'altération du substratum pléistocène a débuté durant son émergence via des processus pédogénétiques. Puis, lorsque le niveau marin a atteint le substratum à hauteur de San Pedro, le front d'avancée marine a progressivement vanné la surface sous-jacente puis un mélange de sédiments s'est effectué. Le sédiment encaissant se compose de débris d'organismes de faune marine (échinodermes et algues calcifiantes) principalement apportés par l'action d'événements de haute-énergie (Figure 6.9 - phase 1). Les niveaux tourbeux à la base des carottes A5, A6 et A7 reflètent probablement le début de cet ennoiement. L'autochtonie des mangroves composant la tourbe de la carotte A5 ne peut pas être certifiée. En effet, quelques racines s'observent mais se poursuivent dans le sédiment sus-jacent. Le niveau tourbeux en A5 serait né de l'accumulation de matériaux provenant de mangroves situées en amont. Les sédiments de base des carottes A4 à A7 marquent donc la première phase d'arrivée de l'eau de mer sur le Pléistocène aux alentours de San Pedro.

Au-delà du niveau basal, la carotte A4 montre une accumulation de débris végétaux qui sont soit issus

d'un transport depuis les zones plus proximales en front d'avancée marine, soit d'une accumulation relativement *in situ* de plantes de marécages suite à un événement de tempête. La base onduleuse de cet horizon semble indiquer un dépôt érosif ; toutefois l'absence de témoins supplémentaires ne permet pas d'en étayer sa nature. On observe que les débris végétaux incorporent progressivement en leur sein des coquilles de gastéropodes et de bivalves peu fragmentées. La faune est représentée par des tellines, des *Anomalocardia*, des *Chione* et des cérithes. Puis l'accumulation coquillière se densifie sur 1 à 2 centimètres. Ces différents indices confirment une augmentation du niveau marin relatif qui permet le développement de communautés restreintes (Figure 6.9 - phase 2a). Celles-ci sont associées à des débris de faunes marines témoignant d'un mélange de populations entre les différents environnements. On y trouve associés de nombreux spicules d'éponges et des débris végétaux.

Latéralement, les tourbes des carottes A5 et A6 sont recoupées nettement par un sédiment riche en boue, en résidus carbonatés fins d'origine marine et dessinant des figures de charge en sa base. Quelques tellines et cérithes sont présents mais sont beaucoup moins abondants et condensés que ceux constatés dans la carotte A4. L'absence de ce niveau boueux dans la carotte A7 est intéressant à relever. La carotte A7 se caractérise également par une accumulation de matière végétale plus épaisse que pour les autres carottages. Dans la littérature, les tourbes basales sont fréquemment associées à des phases de transgression marine (e.g., Strasser et Samankassou 2003, Mazzullo et al. 2003, Yang et al. 2004). Les travaux de Parkinson (1989) indiquent que lorsque la vitesse de montée du niveau marin augmente, les dépôts de mangroves ne sont plus suffisants pour combler l'espace disponible et transitent alors vers des dépôts côtiers marins plus francs, tels que des niveaux transgressifs coquilliers. Comme il a été précité, la transgression de l'intégralité d'Ambergris Caye s'est effectuée tardivement. Les travaux de Wilhite et al. (2005), basés sur la thèse de master de Wilhite (2000), estiment que l'histoire du niveau marin de la plate-forme septentrionale du Belize a connu un ralentissement de la vitesse d'augmentation du niveau marin autour de 4500 ans BP. Dans le cas du lagon intra-insulaire de San Pedro, il est fort probable que les dépôts de base des séries sédimentaires enregistrent des événements condensés nés de la fin de la transgression marine et de l'ennoiement maximal. Ainsi, on peut estimer que la mangrove se soit développée lorsque la vitesse de montée du niveau marin était déjà élevée dans un environnement où les bathymétries sont restées constamment faibles. Puis, elle s'est maintenue pendant un stade d'inondation maximale, mais uniquement au



**Fig. 6.9** - Modèle d'évolution sédimentaire du lagon intra-insulaire et des alentours péritidaux à Ambergris Caye (explications dans le texte)

lieu du carottage A7. En aval, l'arrêt d'accumulation végétale a été causée par des dépôts rapides de sédiments carbonatés (Figure 6.9 - phase 2b). En effet, l'injection progressive puis brutale de biomicrite observée dans les carottes A5 et A6 correspond probablement à une alimentation du système en débris marins durant des épisodes de tempêtes. Concernant la carotte A7, les

dépôts de tempêtes n'ont peut-être tout simplement pas atteint le lagon restreint à ce niveau, permettant à la mangrove de se maintenir.

Les communautés benthiques installées au lieu du carottage A4 ne se maintiennent pas longtemps et disparaîtront rapidement (Figure 6.9 - phase 2b). À leur place se déposeront des dépôts de tempêtes,

témoignés grâce aux échantillons A4.4 et A4.5 dont les faciès montrent la coexistence de séquences granodécroissantes à base érosive enrichie en larges débris et intraclastes, de structures géopétales et du fort mélange basal de communautés d'environnement marin et d'environnement restreint. Ces événements seraient responsables de la fermeture de la faible connexion qui existait entre les environnements ouverts et restreints (Figure 6.9 - phase 3).

Concernant les carottes A5 à A7, les sections sédimentaires montrent l'apparition nette d'un niveau coquillier épais composé d'une faune peu diversifiée. Ce mode d'installation de communauté benthique adaptée à des conditions environnementales particulières a été constaté par divers auteurs (e.g., Parkinson 1989, Tudhope 1989, Pratt et al. 1992). Ces auteurs mettent en relation cette évolution écologique avec le ralentissement de la vitesse de montée du niveau marin relatif liée au début d'un épisode de haut-niveau marin relatif. Cette explication est également adoptée dans ce travail (Figure 6.9 - phase 3). Les datations du niveau coquillier en A5 et A7 fournissent respectivement des âges de  $1030 \pm 30$  et  $460 \pm 40$  ans BP, témoignant d'une appartenance à un haut-niveau marin relatif (Figure 6.9). L'accumulation particulière constatée à San Pedro est de type composite (voir chapitre 3). Elle est probablement née de l'amalgame et de la concentration de populations d'organismes benthiques dans un lagon peu agité, peu aéré et dont le sédiment s'enrichit progressivement en matière organique. Ebanks (1975) a décrit pour cette zone une forte teneur en sulfures d'hydrogène et une richesse en matière organique. Ces conditions permettraient une meilleure préservation des coquilles de mollusques. Le rôle de la biodéposition est également à considérer puisque la quantité de particules fécales produites par une population tend parfois à accroître le taux de sédimentation suffisamment pour qu'il surpasse le taux d'altération des résidus squelettiques (Tomasóvych et al. 2006). Cette hypothèse semble soutenue par les observations de Ebanks (1975) qui rapporte la présence d'une fraction importante de pellets fécaux dans les lagons intra-insulaires d'Ambergris. Ce point sera reconsidéré dans le chapitre 7.

Les âges obtenus ici sont des âges moyennés sur un ensemble de coquilles, pour tenter d'atténuer les effets du time-averaging et d'avoir un âge relativement fidèle à l'âge moyen d'installation des populations benthiques. Il est intéressant de constater que les dépôts de la carotte A5 sont datés de  $1030 \pm 30$  ans BP, leur attribuant un temps de mise en place lié à la phase aggradante des faciès d'Ambergris Caye (Mazzullo 2006). Cet auteur indique également que depuis environ 750 ans BP les faciès de plages ont progradé suivant une avancée de 30 mètres. L'âge acquis pour la carotte A7 étant de 460

$\pm 40$  ans BP indiquerait que le niveau coquillier s'y est mis en place par progradation des faciès vers le cœur du lagon restreint ; l'espace d'accommodation étant trop réduit, voire comblé en périphérie de lagon (Figure 6.9 - phase 4). Cette progradation est actuellement constatée grâce à l'installation des sédiments de chenaux tidaux au-dessus de l'accumulation coquillière au niveau de la carotte A5. Le passage d'aggradation à progradation définit ainsi la limite entre hauts niveaux marins précoce et tardif indiqués dans les figures 6.4 à 6.7.

Les carottes A3 et A4 présentent une évolution sédimentaire intéressante. Le sommet de la carotte A4, quasi-équivalent de la carotte A3, montre un enrichissement progressif en intraclastes, jusqu'à un horizon noduleux particulièrement riche en intraclastes. L'hypothèse retenue pour expliquer l'origine de ces intraclastes est liée à des événements de tempête fréquents au Belize. Un épisode de haute énergie crée un transport de matériel depuis le lagon ouvert vers les zones plus proximales pouvant s'accompagner du démantèlement de surfaces indurées proches de la zone de dépôt. Les intraclastes ont révélé des sédiments indurés, parfois bioturbés. De telles surfaces peuvent se mettre en place sur le fond ou en périphérie d'un lagon restreint peu profond. Par exemple, à San Pedro nous avons constaté un sédiment légèrement induré particulièrement bioturbé par les gastéropodes *Batillaria* bordant la périphérie du lagon intra-insulaire. L'absence de relique de tapis microbien intertidal dans les nodules indiquerait que la tranche d'eau est encore suffisante pour empêcher leur développement. Ainsi, les intraclastes seraient issus de phases successives de remaniement de surfaces indurées sous-marines. Le niveau noduleux observé dans les carottes A3 et A4 pourrait correspondre au lieu de transition entre une phase de sédimentation aggradante et une phase progradante. Le sommet de ces carottes est recouvert de tapis algaires et de figures sédimentaires caractéristiques d'environnement intervoire supratidaux. Cette évolution est cohérente avec la progradation observée dans les lagons adjacents.

L'ensemble des sédiments des carottes A3 et A4 s'est formé sous l'impulsion de tempêtes. Les travaux de Ebanks (1975) et Mazzullo (2006) décrivent un estran plus développé et soumis à une importante formation dolomitique sur le versant opposé du lagon intra-insulaire de San Pedro (voir également Mazzullo et Reid 1988).

Comprendre d'où proviennent les sédiments permet de mieux comprendre l'évolution du lagon intra-insulaire de San Pedro. Trois origines sont reconnues : une production authigène, un apport depuis les zones les plus proximales ou un apport depuis les zones marines. Les taux de sédimentation calculés pour les carottes A5 et A7 sont respectivement de  $20,4 \pm 7$  cm/ka et  $36,4 \pm 4$  cm/ka.

*c : Description taphonomique***Lagon ouvert – carotte A2**

Les fragments d'algues *Halimeda* sont dominants dans l'ensemble de cette carotte. À la base, leur fragmentation est représentée par différents grades taphonomiques, à savoir les grades 2, 3 et 4 (Figure 6.4). Les débris peu fragmentés sont généralement peu micritisés tandis que les plus fragmentés sont fortement micritisés. Ainsi, concernant la micritisation, les grades 2 et 4 sont dominants tandis que le grade 3 est commun. Les segments d'*Halimeda* sont parfois encroûtés par le foraminifère *Homotrema rubrum*. L'usure est également issue du mélange de différents grades taphonomiques. Les foraminifères du genre *Peneroplis* sont dominés par une fragmentation légère correspondant au grade taphonomique 2, puis le grade taphonomique 3 est commun. La micritisation des squelettes de ces organismes montre principalement une couverture micritique inférieure à 25% de la surface du test. Les traits taphonomiques étudiés sur les gastéropodes montrent qu'ils sont légèrement à fortement fragmentés, et la micritisation est dominée par les grades taphonomiques 2 et 3. Ce taphofaciès évoluera légèrement au sein de la succession sédimentaire de la carotte. La fragmentation et la micritisation des résidus d'*Halimeda* restent hétérogènes et montrent un fort mélange de différents grades taphonomiques. Des variations s'effectuent au sein de bioturbations et en surface par le biais d'une fragmentation suivant le grade taphonomique 2 accrue. Dans le cas des bioturbations, cet état est attribuable au comblement de terriers par des débris d'*Halimeda* qui sont protégés de l'action des vagues et des courants de surface. Les fragments sont alors rapidement exclus de la zone taphonomique active. La micritisation se trouve ainsi également enrichie en débris du grade taphonomique 2. Les *Halimeda* en surface sont enrichis en résidus peu fragmentés probablement du fait d'une préservation préférentielle au sein d'un herbier qui tend à protéger les particules carbonatés vis-à-vis des processus hydrodynamiques. De plus, en cette zone, la sédimentation est actuellement effective ; il est probable que l'altération des grains carbonatés ne présente pas son état définitif. Contrairement aux niveaux bioturbés, la micritisation s'effectue efficacement en surface. Cela est peut-être attribuable à la présence d'herbiers. En effet, les travaux de Perry (1999) indiquent que la micritisation en zone d'herbier est accélérée grâce à la formation de biofilms autour des grains carbonatés.

Les mollusques et les foraminifères montrent progressivement une légère augmentation de la micritisation, ainsi qu'un accroissement du mélange de grades taphonomiques concernant la fragmentation et la micritisation. Les foraminifères encroûteurs du genre *Homotrema* augmentent en abondance vers le sommet

du carottage et sont observés encroûtant les *Halimeda* et les mollusques. Dans cette carotte, les débris d'algues du genre *Corallina* sont fréquents et ils suivent l'évolution taphonomique décrite pour les débris d'*Halimeda*, à l'exception de l'encroûtement absent dans le cas des algues corallines.

**Lagon intra-insulaire – carottes A5 à A7 et échantillon A8**

Pour les carottes A5 à A7 seuls les échantillons issus du niveau coquillier sont considérés dans l'analyse taphonomique. Les échantillons basaux de ces carottes appartiennent à des écosystèmes distincts, tout comme l'échantillon A5.3. Ces sédiments n'ont pas été suffisamment prélevés pour en obtenir une analyse significative. Toutefois, les observations menées sur ces échantillons sont indiquées en figure 6.7. Les différents échantillons prélevés au sein du niveau coquillier sont quant à eux fortement comparables et significatifs. La signature leur correspondant est identique à celle décrite par l'échantillon A5.2 de la figure 6.7. L'intégralité des données de chaque échantillon a été intégrée dans l'analyse statistique menée en chapitre 7.

La signature taphonomique des mollusques du niveau coquillier du lagon intra-insulaire de San Pedro se singularise par une nette abondance des coquilles peu fragmentées, peu usées et peu micritisées. Les couleurs, les ornements des organismes sont couramment préservées. Quelques représentants des grades taphonomiques 3 et 4 pour les différents traits taphonomiques sont présents mais en moindre quantité. Les résidus squelettiques des foraminifères *Peneroplis* sont également dominés par une légère fragmentation et une faible voire légère micritisation. Le taphofaciès des débris d'*Halimeda* se distingue nettement de celui des autres composants. Il montre une fragmentation et une micritisation modérées à fortes. L'altération de ces résidus squelettiques s'est initialisée lorsqu'ils étaient dans le lagon ouvert de San Pedro.

**Estran tidal – carottes A3 et A4**

Seuls les 50 centimètres sous la surface actuelle de l'estran de San Pedro sont considérés dans cette analyse taphonomique. Les échantillons de base de la carotte A4 correspondent à des écosystèmes en transition. Le manque d'échantillonnages menés en ce niveau ne permet pas d'obtenir des résultats significatifs. Ces derniers sont proposés en figure 6.6 à titre indicatif.

Les bioclastes composant ces carottes sont dominés par une micritisation modérée à forte. Elle affecte principalement les débris d'algues des genres *Halimeda* et *Corallina*, puis les *Peneroplis*. La fragmentation des différents bioclastes est variable, on dénote cependant une dominance des grades taphonomiques 3 et 4 dans le cas des *Halimeda*. Les mollusques sont parfois bien

préservés et peu altérés, et il est possible d'observer des bivalves articulés. Cela résulte du dépôt rapide sur l'estran d'un sédiment prélevé sur le fond des lagons ouverts via l'action de tempêtes. La masse de sédiments prélevés constitue un lieu où les bioclastes peuvent être protégés de la fragmentation et de la désarticulation. L'observation conjointe des dépôts du lagon ouvert de San Pedro et de son estran montre que les bioclastes situés dans les estrans sont plus fortement micritisés que dans les eaux de lagons. Cela impliquerait que la micritisation se poursuit dans la zone d'estran une fois les dépôts de tempête mis en place. Ce point sera discuté dans le chapitre 7. Les quelques débris d'oursin constatés dans les carottes A3 et A4 sont modérément fragmentés et usés, et légèrement micritisés.

### 6.3.2 Transect de Sueno del Mare

Ce transect est représenté sur la figure 6.3. Il est uniquement décrit par deux carottages : A9 et A10.

#### *a : Description sédimentologique*

##### **Carotte A9**

Cette carotte a été prélevée dans le lagon ouvert à hauteur de Sueno del Mare, sous une bathymétrie de 50 centimètres et à 35 mètres du rivage. La surface est en ce point le siège d'un herbier à *Thalassia* où cohabitent quelques algues calcifiantes du genre *Halimeda*. La surface du lagon ouvert à proximité de cet herbier est également modelée par des terriers de *Callianassa* qui forment une succession assez dense de morphologies volcaniques nées du pompage et de l'éjection de sédiment par les crustacés (Suchanek 1983). La carotte obtenue est d'une longueur de 85 centimètres et présente un sédiment assez homogène tant du point de vue de la composition des assemblages, que du tri ou de la teneur en quartz. Seule la granulométrie présente une légère granodécroissance (Figure 6.10). Les assemblages sont bien diversifiés, dominés par les foraminifères du genre *Peneroplis*. D'autres genres de foraminifères sont communs, ainsi que les *Halimeda*, les bivalves, les gastéropodes et les débris de coraux. Les foraminifères encroûtants du genre *Homotrema* sont présents, ainsi que les ostracodes. Les *Halimeda* sont plus abondantes dans la moitié inférieure du sédiment.

##### **Carotte A10**

La carotte A10 provient de la zone d'estran située à quelque 100 mètres environ en amont du lagon ouvert de Sueno del Mare. Cette zone est relativement hétérogène et composée d'un patchwork de lieux inondés métriques voire décamétriques dont la périphérie peut-être ou ne pas être le siège d'une mangrove relativement bien développée ; de lieux non inondés non végétalisés parfois

marqués de fentes de dessiccation, de tapis algaires, de bioturbations et de pellets nés de crabes fouisseurs ; de lieux non inondés à végétaux divers. Le carottage a été effectué sur une surface émergée couverte d'un fin tapis algaire en deçà duquel s'observent des reliques de bioturbations dues à l'activité de vers. Ces derniers sont responsables d'un fort remaniement et d'une forte homogénéisation de dépôts en zone d'estran (Strasser, communication personnelle). Le sédiment basal du carottage, d'une vingtaine de centimètres, est un grainstone riche en débris d'algues des genres *Halimeda* et *Corallina* et en péloïdes issus de la micritisation de grains carbonatés (Figure 6.11). Les gastéropodes, les débris de coraux et les foraminifères sont communs. Les bioclastes des premiers centimètres en base de carotte sont particulièrement grossiers, puis tendent progressivement à diminuer lorsque l'on se déplace verticalement dans le sédiment. Quelques structures géopétales sont observées, ainsi que des ostracodes à valves articulées. Le sédiment est riche en racines de végétaux et se caractérise par une teinte ocre à grise. Cette teinte relève probablement de la forte teneur en matière organique de ce sédiment. Le niveau sus-jacent se distingue par sa teinte blanche, par l'absence de matière organique et par son caractère plus solifluent indiquant une teneur en boue accrue. La composition faunique est relativement similaire à la précédente. Toutefois, un accroissement de la teneur en débris d'échinodermes se remarque. Des structures géopétales s'observent, ainsi qu'un enrichissement en intraclastes vers le sommet de la carotte. Leur composition tend à indiquer un remaniement de la surface indurée de l'estran, puis son dépôt dans un environnement presque similaire à celui de son érosion.

#### *b : Discussion sur l'aire de Sueno del Mare*

Contrairement à l'ensemble des carottes prélevées à Ambergris Caye, la carotte A9 montre un granodécroissement depuis sa base vers le sommet. Deux hypothèses, pouvant être combinées, sont proposées pour expliquer cette tendance particulière. L'espace d'accommodation à Ambergris Caye est en cours de réduction du fait d'un précédent comblement de l'espace disponible et d'une inversion de tendance du niveau marin relatif transitant vers un épisode tardif de haut-niveau marin. Les faciès de plage des lagons ouverts d'Ambergris Caye progradent depuis environ 750 ans BP (Mazzullo 2006). La première hypothèse est que dans un tel contexte, la progradation de matériaux au sein d'un lagon ouvert peut induire un changement vertical de faciès se marquant par un changement des représentants algaires ou végétaux. En effet, comme il a été énoncé dans le chapitre 2, les surfaces de lagon ouvert sont le siège d'une zonation d'herbiers et de formations

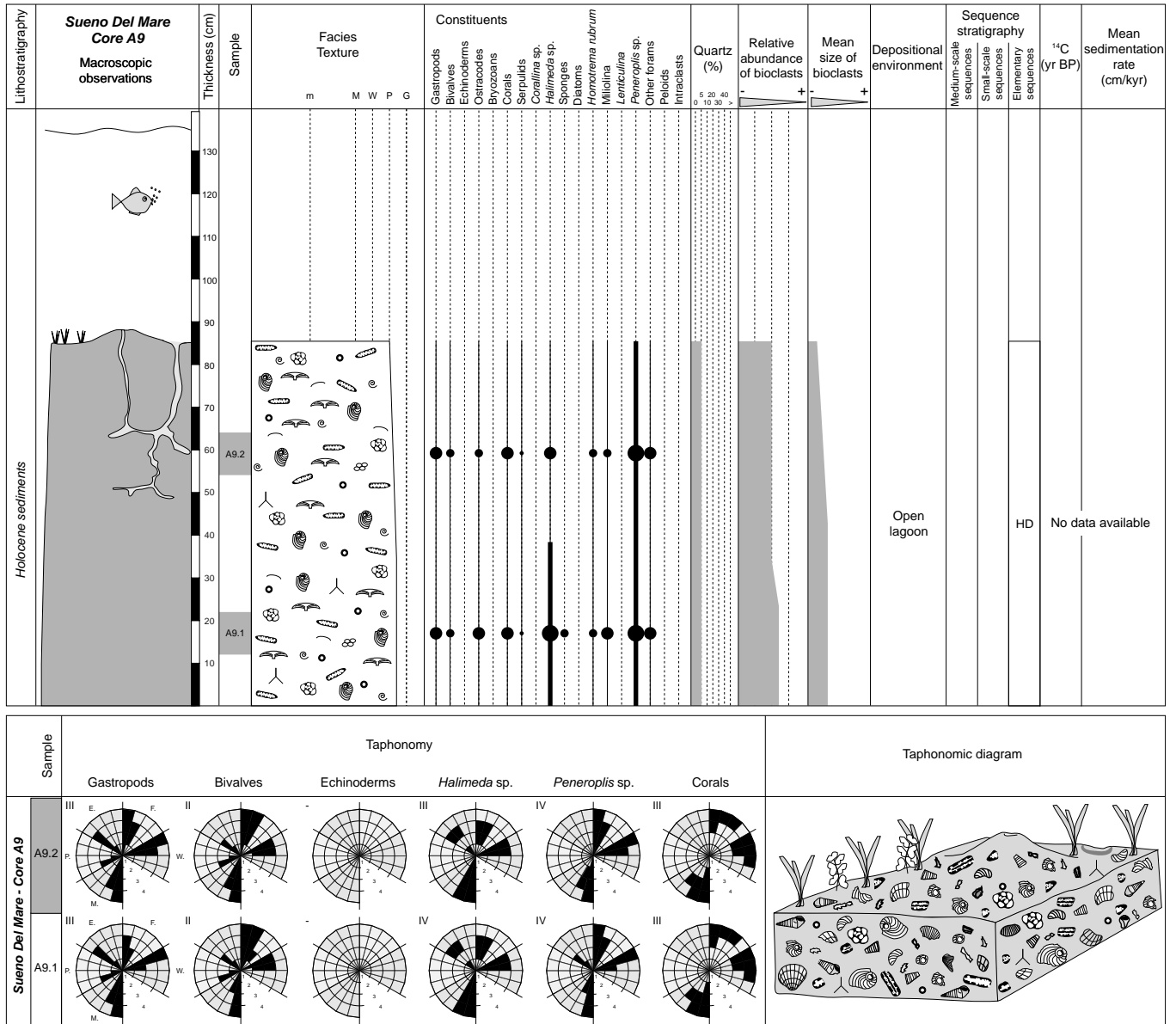


Fig. 6.10 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte A9 (lagon ouvert de Sueno del Mare - Aire d'Ambergris Caye)

algues. En pôle proximal s'installent les fins herbiers à *Synrigodium*, puis apparaissent les herbiers grossiers à *Thalassia*, puis les *Halimeda* affectionnent finalement les zones plus distales. Ainsi, imaginer une progradation résulterait en une transition verticale des faciès allant depuis un sédiment riche en *Halimeda*, vers un sédiment appauvri en *Halimeda*; ce cas est constaté dans la carotte A9. Enfin, les segments de ces algues étant relativement plus larges que les autres composants induiraient un grand décroissement reflétant une diminution de la tranche d'eau de l'écosystème. Cette première hypothèse justifierait la transition entre un sédiment riche en *Halimeda* et un sédiment qui en est légèrement appauvri. La seconde hypothèse se base sur les observations de Suchanek (1983) et de Tudhope et Scoffin (1984) qui

décrivent une distribution granulométrique de grains carbonatés dans les lagons ouverts du fait de l'activité des crustacés du genre *Callianassa*. En effet, ces organismes effectuent un tri actif du sédiment sur une épaisseur pouvant aller jusqu'à 60 centimètres. Ils disposent les particules fines en surface tandis qu'ils accumulent les débris grossiers de coquilles ou de coraux en profondeur. Ainsi, les bioclastes enfouis sont plus rapidement protégés des processus taphonomiques, et notamment de la fragmentation. Cela justifierait l'enrichissement relatif en coquilles de mollusque non fragmentées dans la partie basale de la carotte A9. Une étude approfondie de cette zone d'étude permettrait de confirmer ou d'infirmer l'effet combiné de ces deux hypothèses sur la sédimentation.

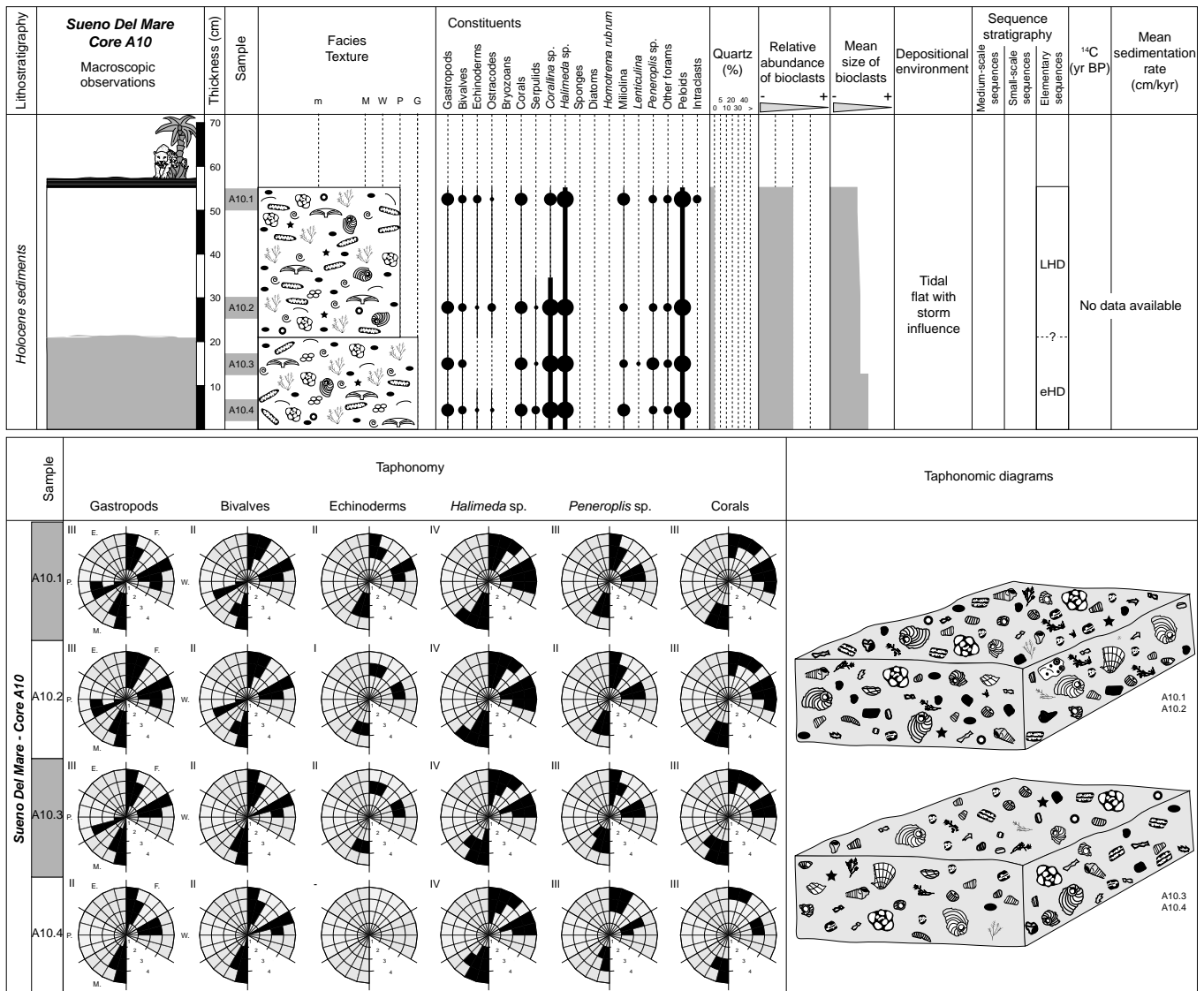


Fig. 6.11 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte A10 (estran de Sueno del Mare - Aire d'Ambergris Caye)

La carotte A10 est composée majoritairement de débris détritiques carbonatés d'origine marine. Cela indique que l'estran de Sueno del Mare est alimenté par des dépôts de tempêtes. Les travaux de Ebanks (1975) et Mazzullo (2006) confirment cette observation. La base de la carotte se distingue du sommet par une granulométrie plus grossière, une teneur en racine plus élevée et une fraction boueuse plus faible. Il semblerait donc que la base soit alimentée par des particules provenant du lagon ouvert qui se sont ensuite trouvées imbriquées et piégées dans un réseau racinaire. La succession de dépôts tempestiques aurait ensuite permis une bonne préservation de la matière végétale. Le sommet enrichi en boue traduit la position subactuelle du lieu de carottage ; c'est-à-dire au sein d'une zone dépourvue de végétation, épisodiquement ennoyée et soumise à une sédimentation de particules fines issues des zones périphériques. L'influence marine

serait ainsi relativement moins marquée au sommet de la carotte qu'en sa base. Cette hypothèse convergerait avec un système sédimentaire en cours de progradation. Toutefois, l'estran de Sueno del Mare étant hétérogène, des variations sédimentologiques identiques peuvent s'opérer suivant différentes directions et non pas uniquement suivant un gradient proximal-distal. Ainsi, le carottage pourrait tout aussi bien refléter la migration latérale depuis une zone herbacée surélevée vers une zone non végétalisée légèrement plus déprimée. Une étude de la zone basée sur plusieurs lieux de carottages deviendrait significative.

#### *c : Description taphonomique*

##### **Lagon ouvert – carotte A9**

L'ensemble de la carotte montre une signature taphonomique relativement homogène (Figure 6.10).



Elle est caractérisée par un mélange marqué de grades taphonomiques en ce qui concerne la fragmentation des mollusques et des foraminifères, et la micritisation des gastéropodes et des *Halimeda*. Les mollusques sont parfois fragmentés et encroûtés. Les *Halimeda* peuvent également être encroûtées par le foraminifère *Homotrema rubrum*. Les débris de coraux sont dominés par une forte fragmentation et une forte usure, et n'ont pu être reconnu que par l'emploi de lame mince. Leur structure interne est communément micritisée. Les taphofaciès de cette carotte varient en termes de fragmentation des mollusques. En effet, l'échantillon basal A9.1 est légèrement enrichi en coquilles de mollusques peu fragmentées. Ces coquilles sont relativement peu micritisées voire peu usées. Comme suggéré précédemment, cet état traduirait un tri sélectif de coquilles par les crustacés du genre *Callianassa*.

#### *Estran tidal – carotte A10*

Les échantillons de base de cette carotte se distinguent du sommet par une teneur accrue en bivalves et gastéropodes peu fragmentés, et en bivalves articulés. Ces composants sont fréquemment pas à peu micritisés (Figure 6.11). Ils sont inclus dans un sédiment riche en *Halimeda* et débris d'algues corallines dominés par une forte fragmentation du grade taphonomique 4. On trouve cependant une part importante de débris fragmentés suivant le grade taphonomique 3 et quelques segments d'*Halimeda* peu fragmentés. La micritisation de ces algues est généralement modérée à forte, hormis dans le cas des segments peu fragmentés qui sont peu micritisés. Les foraminifères *Peneroplis* sont modérément à fortement fragmentés et ils sont dominés par une légère micritisation. La micritisation des mollusques, à l'exception des mollusques peu fragmentés, est légère à modérée. Les échantillons sommitaux de la carotte A10 montrent une tendance à l'accroissement de la fragmentation et de la micritisation principalement dans le cas des débris carbonatés algaires. Les mollusques sont fréquemment perforés. Les débris coralliens de ce carottage reflètent l'état d'altération des débris observés dans le lagon ouvert de Sueno del Mare, c'est-à-dire qu'ils sont fortement fragmentés et usés, et modérément voire fortement micritisés.

### **6.3.3 Transect du lagon intra-insulaire de Catena au lagon de Reef Point**

Ce transect débute dans le lagon de Catena où seul des échantillons de surface ont pu être prélevés puisque le substratum pléistocène se situait à quelques centimètres voire dizaine de centimètres sous l'interface eau/sédiment (échantillons A12.1 et A12.2). Puis des échantillons de surface ont été prélevés dans le lagon

ouvert de Reef Point à une bathymétrie n'excédant pas le mètre et à une distance de la ligne de côte d'environ 50 mètres (échantillons A12.3 à A12.6).

#### *a : Description sédimentologique*

##### *Échantillons du lagon de Catena*

Le lagon de Catena est un lagon intra-insulaire résultant de l'enneigement tardif du haut-relief pléistocène que constitue Ambergris Caye ; au même titre que le lagon intra-insulaire de San Pedro (voir paragraphe 6.3.1). Ce bassin couvre une vaste étendue de la partie septentrionale de l'île d'Ambergris (Figure 6.1). Il est séparé du lagon ouvert de Reef Point par une construction de mangrove et une étroite frange forestière. Nos investigations se sont portées sur une partie très réduite du lagon de Catena, située à une centaine de mètres de sa ligne de rivage orientale. La périphérie du lagon est le siège d'une installation de mangrove. Les sédiments associés sont extrêmement boueux. Selon leur position relative aux eaux du lagon, les surfaces sédimentaires émergées présentent soit des fentes de dessiccation bien ou peu marquées, soit des tapis algaires et/ou microbiens. Les sédiments inondés sont fréquemment recouverts de fins voiles microbiens sur lesquels se déplacent des cérithes. Le prélèvement d'échantillons a permis de constater de la très faible profondeur du substratum pléistocène. Ces échantillons sont dominés par des organismes benthiques peu diversifiés et adaptés aux conditions environnementales particulières qui règnent dans le lagon de Catena. Elles sont principalement liées à une salinité changeant fortement au cours de l'année (Ebanks 1975). Ces organismes sont des endobiontes suspensivores et des herbivores/détritivores représentés par des tellines, des *Anomalocardia* et des cérithes. Une faune marine peu développée leur est associée, reflétant une injection limitée de sédiments dans ce bassin lors d'événements de tempête. Des lithoclastes sont fréquents, ils sont issus du démantèlement du Pléistocène.

##### *Échantillons du lagon de Reef Point*

Le lagon ouvert à hauteur de Reef Point est le plus étroit du Belize ; le récif se situant à moins de un kilomètre du rivage d'Ambergris Caye. Il est en ce point formé par un récif frangeant (Mazzullo 2006). Les échantillons ont été prélevés suivant un gradient proximal-distal. Le plus proximal est représenté par l'échantillon A12.6 (Figure 6.3). Il se situe à environ 10 mètres de la ligne de côte dans une étroite dépression sableuse dépourvue d'herbier sous une tranche d'eau d'environ 15 centimètres. Son analyse lui attribue une bonne diversité spécifique. Il se compose principalement de débris d'*Halimeda* remaniés. Les foraminifères des genres *Peneroplis* et *Homotrema*, les gastéropodes (nérites, cérithes), les bivalves (tellines,

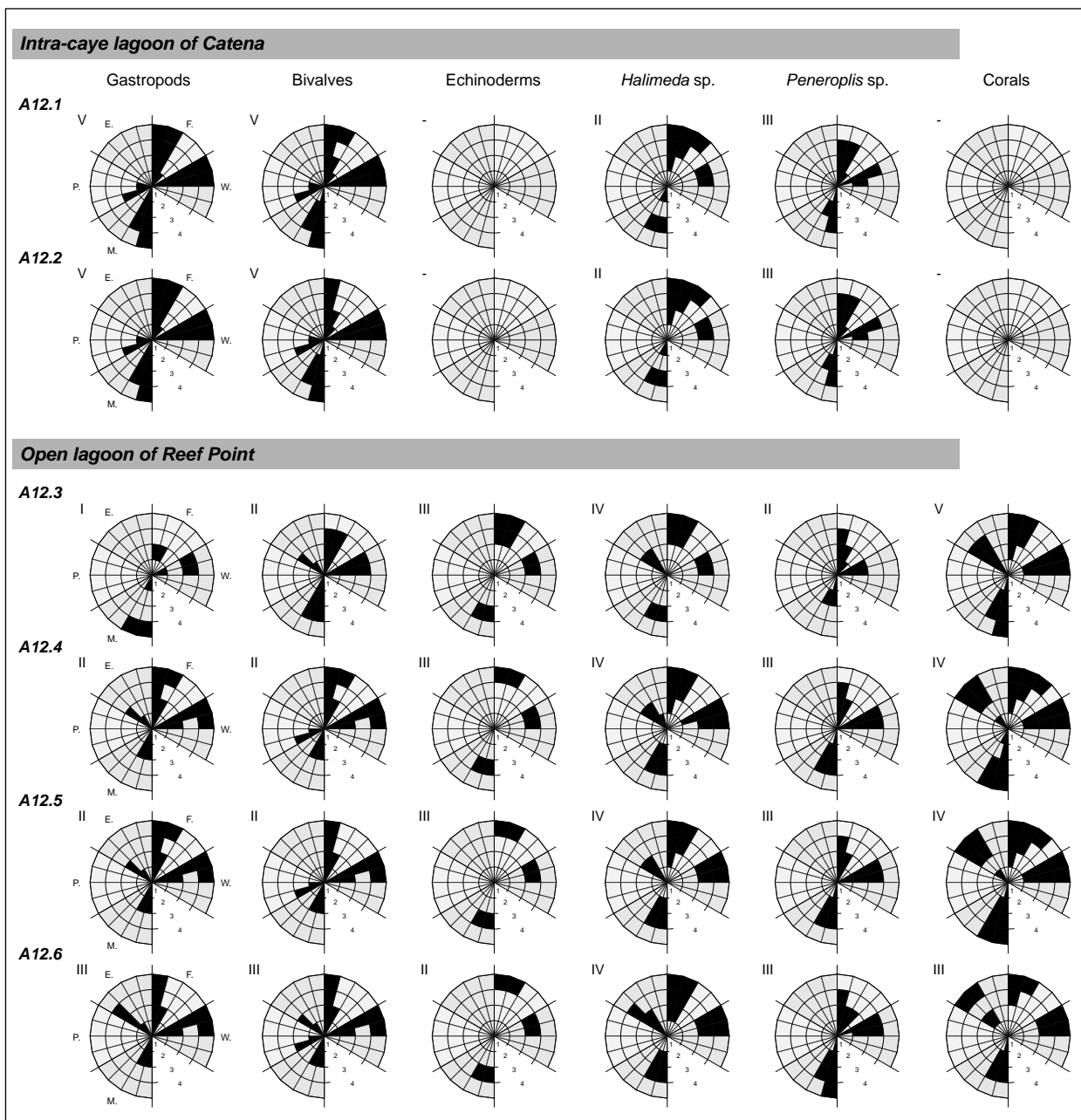
*Codakia* sp.) et les débris coralliens sont communs. Les ostracodes, les échinodermes, les bryozoaires et les serpules sont présents. Les échantillons A12.5 et A12.4 sont prélevés à 30 mètres du rivage dans un domaine d'herbier à *Thalassia*. Ils présentent une composition faunique comparable à celle constatée dans l'échantillon A12.6. Seul un léger accroissement de la teneur en spicules d'éponges est noté. Enfin, l'échantillon A12.3 est le plus distal. Du fait de sa proximité à la barrière récifale, sa composition faunique se distingue par une augmentation de la teneur en débris coralliens. Les organismes associés sont relativement similaires à ceux qui ont été constatés jusqu'alors dans le lagon de Reef

Point. Une diminution de la teneur en débris d'*Halimeda* se remarque cependant.

Ce transect n'ayant fait l'objet que d'échantillonnage de surface ne sera pas discuté outre mesure dans cette partie. Il sera important à considérer dans le cadre de l'étude taphonomique présentée dans le chapitre 7.

#### *b : Description taphonomique*

Le lagon intra-insulaire de Catena est caractérisé par la présence de nombreux mollusques pas à peu fragmentés (Figure 6.12). Toutefois, contrairement à



**Fig. 6.12** - Signatures taphonomiques des échantillons de surface des lagons de Catena (A12.1 et A12.2) et de Reef Point (A12.3 - A12.6)

son homologue situé à proximité de San Pedro, ce lagon connaît une bonne représentation des grades taphonomiques 3 et 4 concernant la fragmentation des mollusques. L'usure est également assez hétérogène, tout comme la micritisation. Les différences avec le lagon de San Pedro s'expliquent par la faible profondeur du lagon de Catena. Ici, les bioclastes sont soumis à un fort remaniement sur le substrat pléistocène. Cela entraîne une augmentation de la vitesse de l'usure et de la fragmentation des coquilles.

Le lagon ouvert de Reef Point se distingue des autres environnements par l'abondance des débris coralliens, notamment en sa partie distale. La majeure partie de ces débris est fortement fragmentée, cependant un accroissement relatif de la teneur en larges débris caractérisés par le grade taphonomique 2 s'opère. Ces composants fournissent un substrat induré idéal pour le développement de communautés encroûtantes. Les encroûteurs distingués sont des *Homotrema*, des bryozoaires et des serpules. Ces micro-organismes peuvent être présents sur toutes les faces d'un même bioclaste. Cela tend à indiquer que leur croissance s'est effectuée après le démantèlement des récifs. Cela n'exclue évidemment pas que les encroûteurs peuvent inféoder des récifs vivants. Il est intéressant de constater que ces encroûteurs sont principalement caractéristiques de milieux semi-cryptiques à cryptiques (Perry 2001).

### 6.3.4 Transect de Blackadore Caye à l'embouchure du chenal de San Pedro

Blackadore Caye correspond à un haut-relief pléistocène. Sa face au vent est modelée par les tempêtes et les vents dominants la région. Au sud de l'île migre une barre sableuse en direction du sud principalement dirigée par l'action de tempêtes (Mazzullo et al. 2003). Une morphologie comparable existe pour Rosario Caye (Wilhite et al. 2005). Le transect débute par un carottage mené dans les dépôts de l'estran tidal de Blackadore Caye (échantillons A11.8 à A11.11 + A11.12) (Figure 6.3). Puis, le lagon de la face sous le vent de l'île a été soumis à un échantillonnage des sédiments de surface (A11.1 à A11.7). Enfin, le transect s'est poursuivi vers l'est depuis la barre sableuse de Blackadore vers Rosario Caye où seuls des échantillons de surface ont été prélevés (échantillons A11.13 à A11.16). Dans un deuxième temps, le transect a été prolongé vers Ambergris Caye en direction du chenal de San Pedro. Les échantillons A11.17 à A11.19 ont été pris en surface de lagon. L'échantillon A11.20 appartient aux dépôts de surface à l'entrée du chenal de San Pedro. Les bathymétries et les distances relatives de ces échantillons sont reportées sur la figure 6.13. Deux regroupements d'échantillons basés sur leur position dans le lagon ont été effectués.

Il s'agit des échantillons A11.1 à A11.7 et A11.13 à A11.19 respectivement décrits sous le nom de groupe 1 et groupe 2.

#### a : Description sédimentologique

##### Échantillons du groupe 1 (A11.1 à A11.7)

Ces échantillons appartiennent au lagon semi-restreint situé sur la face sous le vent de Blackadore Caye. En ce lieu, le substratum pléistocène est très peu profond. L'observation des 300 premiers mètres du lagon en direction de l'ouest montre qu'au maximum quelques dizaines de centimètres de sédiments holocènes ont pu s'y déposer. Ils se composent d'une faune dominée par des foraminifères du genre *Peneroplis*. Les gastéropodes (cérithes, *Strombus*), les bivalves (tellines, *Brachidontes*) et les lithoclastes pléistocènes sont communs. Les ostracodes, les serpules et divers foraminifères sont présents. Sur la surface du sédiment se développent des petits herbiers à *Thalassia* ainsi que des fins voiles microbiens. La salinité de l'eau a été constatée comme étant modérée, ce qui converge avec les valeurs de salinités acquises par Pusey et al. (1975) faisant état d'une forte influence d'eaux météoriques dans ce lagon. La fraction boueuse est assez peu abondante. La granulométrie moyenne du sédiment est de 0,5 millimètres.

##### Échantillons du groupe 2 (A11.13 à A11.19)

Ces échantillons sont situés entre les îles de Blackadore et Ambergris (Figure 6.13). Ils se distinguent du groupe précédent par un accroissement de la teneur en boue carbonatée. Les faunes y sont dominées par des foraminifères *Peneroplis*. Les bivalves sont communs et représentés par les genres *Chione*, *Anomalocardia*, *Brachidontes* et des tellines. D'autres organismes sont présents tels que des cérithes, des ostracodes, des serpules, des miliolles et des foraminifères indéterminés. Ces faunes sont révélatrices des conditions semi-restreintes de ce lagon interne, où les fluctuations de salinité conditionnent les communautés benthiques et planctoniques.

##### Échantillon A11.20

Cet échantillon a été prélevé à l'entrée du chenal de San Pedro, sous une bathymétrie d'environ 1,20 mètre. Il est composé d'un sable bioclastique grossier dépourvu de quartz. La faune y est dominée par des bivalves (*Chione*, *Anomalocardia*, tellines) et des gastéropodes (notamment cérithes, *Modulus* sp.). Les foraminifères *Peneroplis* et les ostracodes sont communs. Des débris d'algues calcifiantes du genre *Halimeda* sont présents ainsi que des serpules.

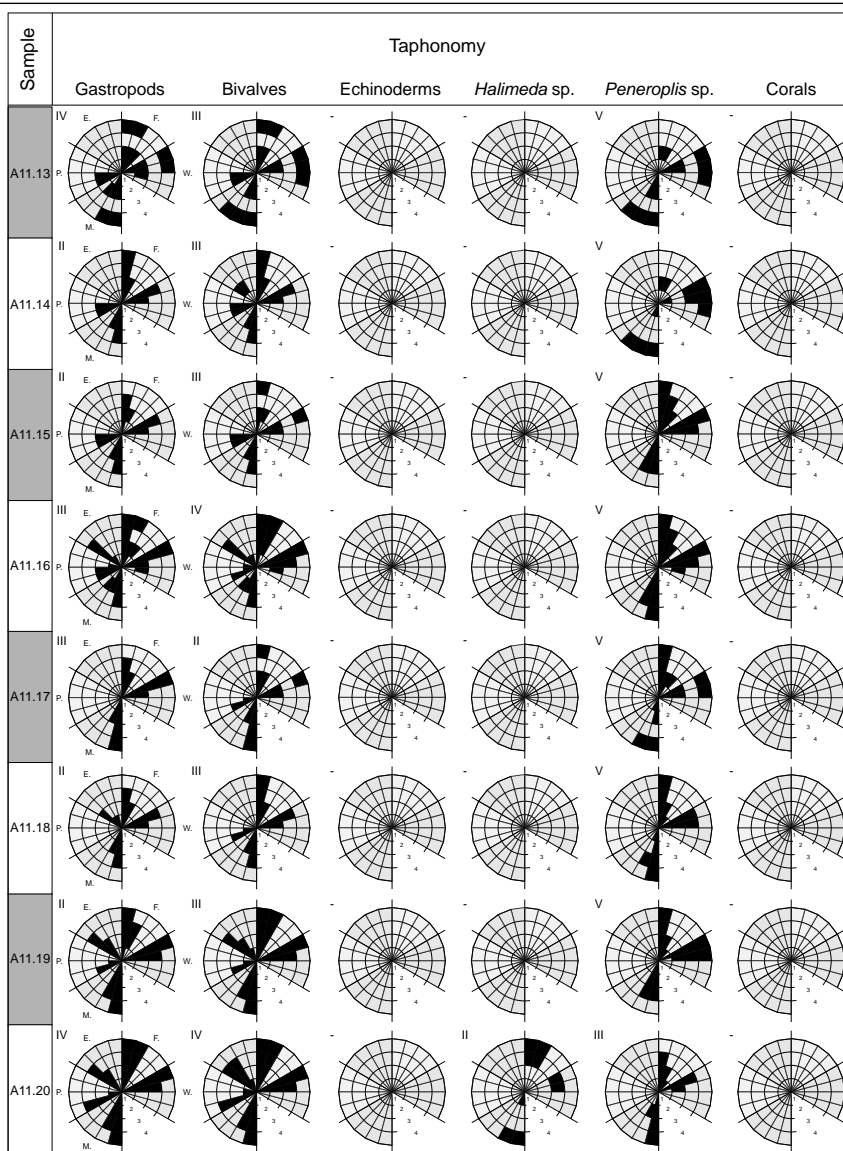
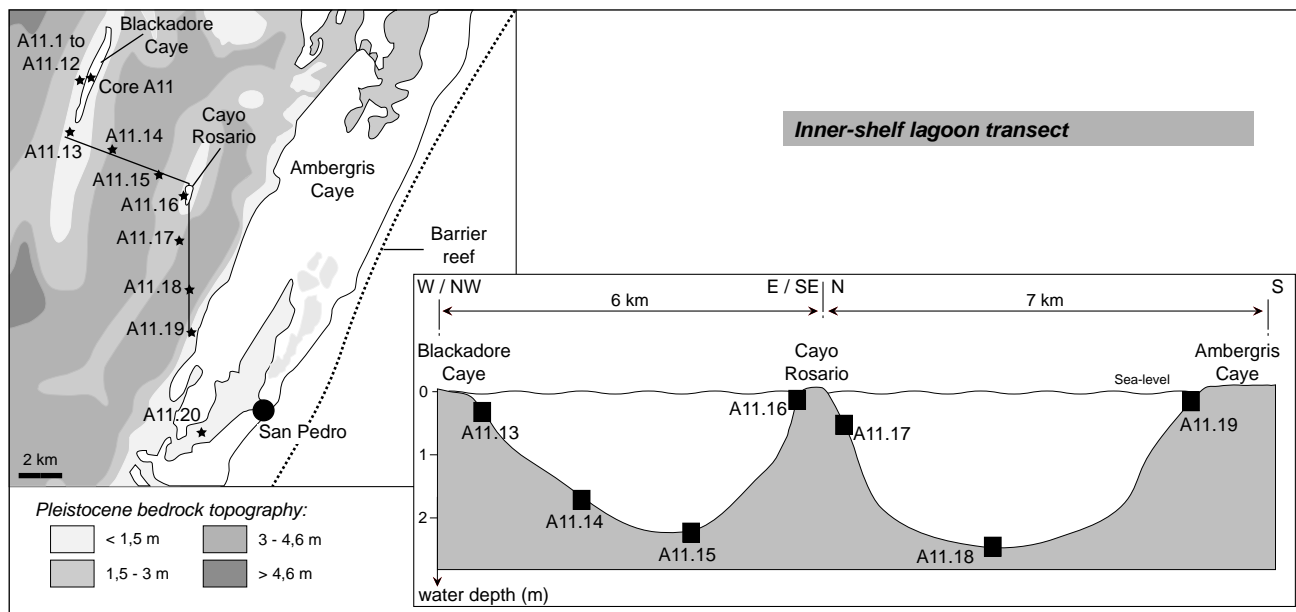


Fig. 6.13 - Localisation et signatures taphonomiques des échantillons A11.13 à A11.20 du « lagon de Chetumal »



### *b : Discussion sur la carotte A11*

La succession sédimentaire de la carotte A11 reflète probablement l'enneigement de la zone, suivie d'une migration progressive des faciès. Les cartes de reconstitutions de Pusey (1975) pour la zone méridionale et occidentale d'Ambergris Caye indiquent que l'enneigement du lagon interne a tout d'abord mis en place un sédiment argileux basal d'origine pédogénique formé au dépend du substrat pléistocène. Ensuite, les faciès ont migré vers le nord en suivant les directions imposées par la transgression marine. Puis le niveau marin devenant haut, les premières communautés benthiques ont pu s'installer et les faciès ont évolué vers des boues enrichies en foraminifères et en mollusques.

La partie occidentale actuelle du lagon de Chetumal est comblée d'un sédiment fin riche en miliolites, tandis que la partie orientale est plus riche en foraminifères *Peneroplis* (Pusey 1975, Mazzullo 2006).

La carotte A11 représenterait alors en sa base la transgression tardive d'un haut-fond pléistocène, suivie de son inondation permettant la mise en place d'organismes benthiques. Puis, en son sommet, le carottage caractériserait l'actuelle migration de sables bioclastiques riches en *Peneroplis* liée au vents en provenance du nord-est, ainsi que le comblement progressif du lagon de Chetumal.

### *c : Description taphonomique*

#### **Échantillons du groupe 1 (A11.1 à A11.7)**

La signature taphonomique pour ces différents échantillons est relativement similaire. Elle se caractérise principalement par des foraminifères *Peneroplis* micritisés suivant le grade taphonomique 4. Les données acquises ne sont pas figurées mais seront intégrées dans l'analyse taphonomique au chapitre 7. Concernant les mollusques, ils se présentent équitablement suivant différents degrés de fragmentation, à savoir les grades 1, 2 et 4. La micritisation résulte également du mélange de grades taphonomiques. Ainsi, il est commun d'observer les grades 1, 2 et 3. Les perforations de l'ichnogène *Oichnus* et les traces de nutrition par des crabes sont communes. Des encroûtements par des serpules de petite taille sont fréquents, notamment sur les cérithes qui offrent de nombreux points d'ancrage aux encroûteurs.

#### **Échantillons du groupe 2 (A11.13 à A11.19)**

Le taphofaciès de l'échantillon A11.13 situé sur la barre sableuse à l'extrémité de Blackadore Caye est assez similaire à celui des échantillons du groupe 1. Il présente toutefois une micritisation des coquilles de mollusques accrue (Figure 6.13).

Les échantillons A11.14 à A11.17 montrent des variations légères. Le trait taphonomique évoluant le plus semble être la micritisation des *Peneroplis*. Dans

les échantillons A11.13 et A11.14 la micritisation est dominée par le grade taphonomique 4, tandis que dans les autres échantillons elle sera plus hétérogène et marquée par un mélange de grades. La micritisation semble être le moins marquée dans l'échantillon A11.15. Ce fait est peut être attribuable à la position de cet échantillon, situé sous 2 mètres de profondeur d'eau et en une zone probablement moins exposée aux courants nés des vents en provenance du nord-est. Les résidus squelettiques sont alors moins fréquemment introduits dans la zone taphonomique active. Sur la base d'une seule observation cette hypothèse ne peut pas être étayée.

Concernant les mollusques de ce groupe, ils sont bien représentés par des coquilles pas à peu fragmentées auxquelles s'ajoutent quelques débris plus fragmentaires. Les coquilles seraient rapidement protégées de la fragmentation grâce à un enfouissement dans un sédiment boueux. Des distinctions s'observent pour les échantillons A11.16 et A11.19 qui montrent une plus forte hétérogénéité de taphofaciès. Ces échantillons ont été prélevés sous des faibles tranches d'eau, en des lieux où l'altération est probablement plus efficace et plus longtemps maintenue par l'action des vagues et des courants. Dans ce groupe, les encroûtements par des serpules sont communs. Les ichnofossiles *Oichnus simplex* sont fréquentes.

#### **Échantillon A11.20**

Cet échantillon se distingue du groupe 2 par sa composition faunique additionnée de bivalves des genres *Chione* et *Anomalocardia*, également présents dans l'échantillon A11.19. La taille moyenne des organismes est supérieure à celle des échantillons des groupes 1 et 2. Le taphofaciès de mollusques se caractérise par un fort mélange des grades taphonomique en termes de fragmentation, de micritisation, d'usure et d'encroûtement (Figure 6.13). Les *Peneroplis* sont dominés par des clastes peu micritisés. Des débris d'*Halimeda* modérément à fortement fragmentés sont présents. Les bivalves sont parfois fortement encroûtés par des serpules, notamment en la face interne de leurs valves indiquant une inféodation post-mortem.

#### **Carotte A11 (échantillons A11.8 à A11.12)**

La base de la carotte présente des gastéropodes relativement peu fragmentés, peu usés et peu micritisés. Y sont associés des bivalves plus fragmentés et usés (Figure 6.14). Au-delà, l'échantillon A11.9 montre une faune pauvre dominée par des *Peneroplis* peu fragmentés dont la micritisation suit les grades taphonomiques 2 et 4. Cette tendance se maintient dans l'échantillon sus-jacent. Les mollusques associés sont légèrement à modérément fragmentés et micritisés. Enfin, le sommet du carottage montre un enrichissement en bioclastes fortement micritisés.

## 6.4 Aire de Placencia

Aux environs de Placencia, la plate-forme méridionale du Belize est un système complexe composé d'environnements restreints, ouverts, d'îlots récifaux, de barres et de chenaux qui se distribuent sur une largeur de près de 30 kilomètres depuis le continent jusqu'à la barrière récifale. Contrairement à la zone d'Ambergris Caye (Ebanks 1975, Pusey 1975, Mazzullo et al. 1992, 2003, Wilhite et al. 2005, Yang et al. 2004, Mazzullo 2006), à la barrière récifale (James et Ginsburg 1979, Shinn et al. 1982, Macintyre et al. 1987, Gischler et Hudson 2004) et aux îles récifales situées en aval de la barrière principale (James et Ginsburg 1979, Gischler et Lomando 1999, Gischler 2003, Hauser et al. 2008), les lagons méridionaux de la plate-forme du Belize sont peu documentés. On trouve toutefois quelques descriptions dans les travaux de Billings et Ragland (1968), Purdy (1974), Purdy et al. (1975) et de High (1975). Les travaux de Purdy et Gischler (2003) fournissent une cartographie sédimentologique très détaillée de la plate-forme du Belize permettant d'obtenir des connaissances additionnelles sur les lagons du sud du Belize. Ces derniers atteignent des profondeurs proches de 50 mètres du fait d'une forte subsidence (Gischler et Hudson 2004). Les zones investiguées durant cette thèse se situent près des villes de Placencia et de Monkey River, et sur l'île Ranguana (Figure 6.1). L'ensemble des échantillons et

des carottes prélevées permettent de décrire deux lieux sédimentaires principaux (Figure 6.15) :

(1) Le lagon restreint de Placencia auquel est additionné un carottage fait dans le lagon ouvert adjacent.

(2) Le lagon ouvert au Nord de Monkey River Town, suivant un transect allant depuis la plage vers le lagon ouvert où sont installés des coraux en patch ; puis aux environs de la barrière récifale à hauteur de Ranguana Caye. Du fait des dimensions du lagon, ce dernier n'a pas été investigué intégralement.

### 6.4.1 Zone de Placencia

La ville de Placencia est construite sur une étroite péninsule correspondant à une flèche sableuse de direction d'accrétion SSW parallèle aux courants dominants influencés par les alizés du nord-est. En amont de la péninsule est isolé un lagon de 30 km<sup>2</sup>, ouvert vers le sud et entouré par une mangrove bien développée (High 1975, Ariola 2003). Cinq carottages ont été faits dans ce lagon (carottes P2 à P6 sur la figure 6.15). Un unique carottage (P1) a été fait dans le lagon ouvert au sein de sables bioclastiques en bordure de flèche sableuse, c'est-à-dire soumis à un fort courant provenant du nord-est.

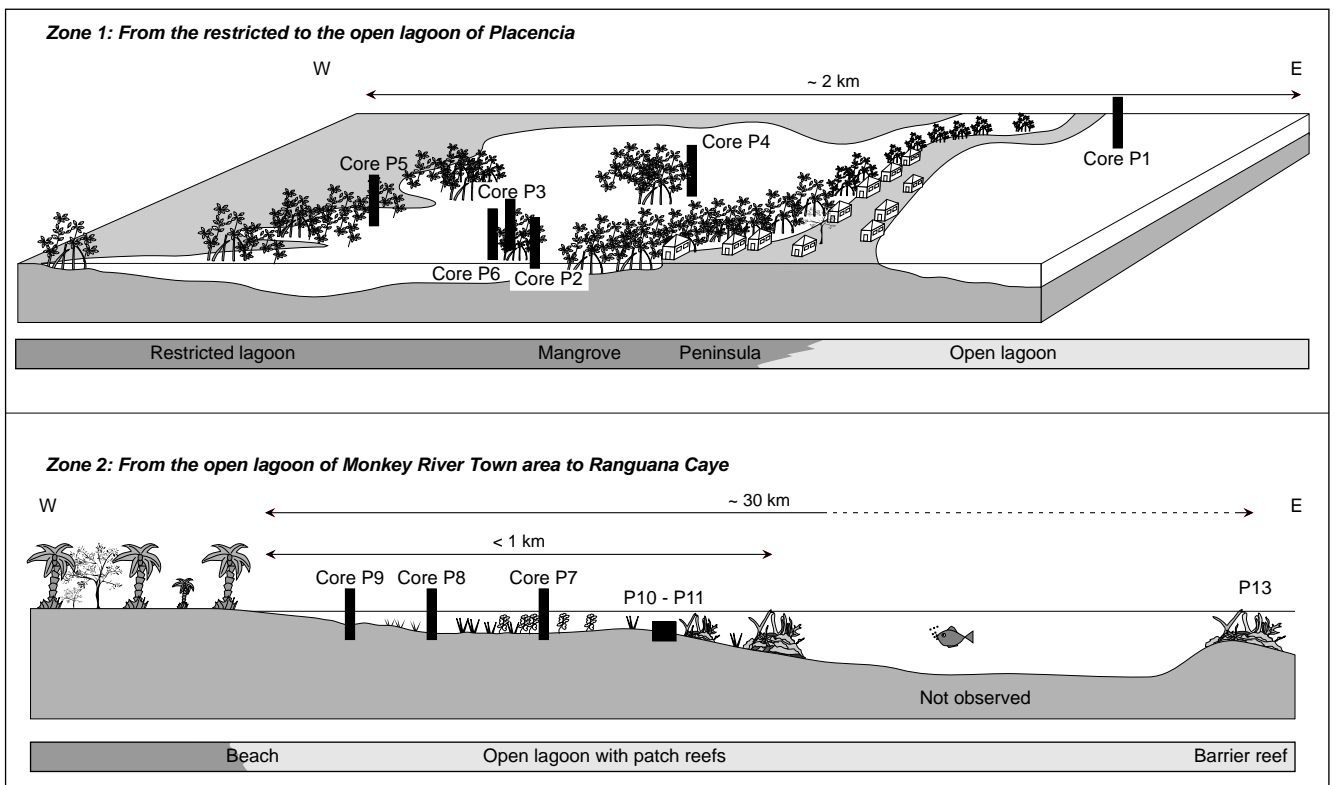


Fig. 6.15 - Zones et transects associés aux échantillons et carottages effectués pour l'aire de Placencia

a : Description sédimentologique

Carotte P1

Le lagon ouvert de Placencia dispose d'une turbidité modérée, la salinité y est normale. Le carottage a été fait à 30 mètres de la ligne de côte, au sein d'un herbier composé de *Thalassia* situé sous une bathymétrie de 40 centimètres. En surface, les *Halimeda* sont présentes, ainsi que des petits coraux isolés du genre *Porites*. À quelques dizaines de mètres en direction du large se trouvent quelques petits récifs en patch. Les débris coralliens environnants sont fréquemment recouverts d'un tapissage algaire où se succèdent des rhodophycées encroûtantes, et des chlorophycées calcifiantes puis non calcifiantes (Planche 6/6). Les écosystèmes littoraux subtropicaux à tropicaux, comme le cas du Belize (Aronson et al. 2002, McClanahan et al. 2002, 2007), sont de plus en plus fréquemment affectés d'une colonisation algaire attribuable à apport excessif de nutriments, aujourd'hui d'origine anthropique (e.g., Le Bris et al. 1998, Albert et al. 2008). La figure 6.16 décrit la carotte P1 obtenue. Sa base est composée

d'une accumulation de larges débris coralliens contenue dans un sédiment riche en *Halimeda*, *Corallina* et *Homotrema rubrum*. Les intraclastes, les gastéropodes et les bivalves sont communs et une coquille de bivalve maintenue articulée a été observée. Des structures géopétales sont remarquées dans le sédiment basal de cet horizon. L'installation de ce dernier est attribuable à un événement de haute énergie, commun dans la plateforme du Belize. Au-delà de ce niveau, les sédiments sont fins, bien triés et composés de débris algaires et coralliens. Des diatomées, des éponges, des débris de gastéropodes et de bivalves sont communs, ainsi que des péloïdes issus de la micritisation de bioclastes. Enfin le sommet de la carotte montre un sable bioclastique plus grossier, formé d'une fraction importante de plaques d'*Halimeda* et bioturbé. Les fragments de coraux et de mollusques sont communs. Les échantillons de cette carotte contiennent entre 30 et 50% de quartz. La datation du niveau basal a fourni un âge de  $580 \pm 50$  ans BP attribuant les sédiments observés à un épisode tardif de haut niveau marin (Figure 6.16).

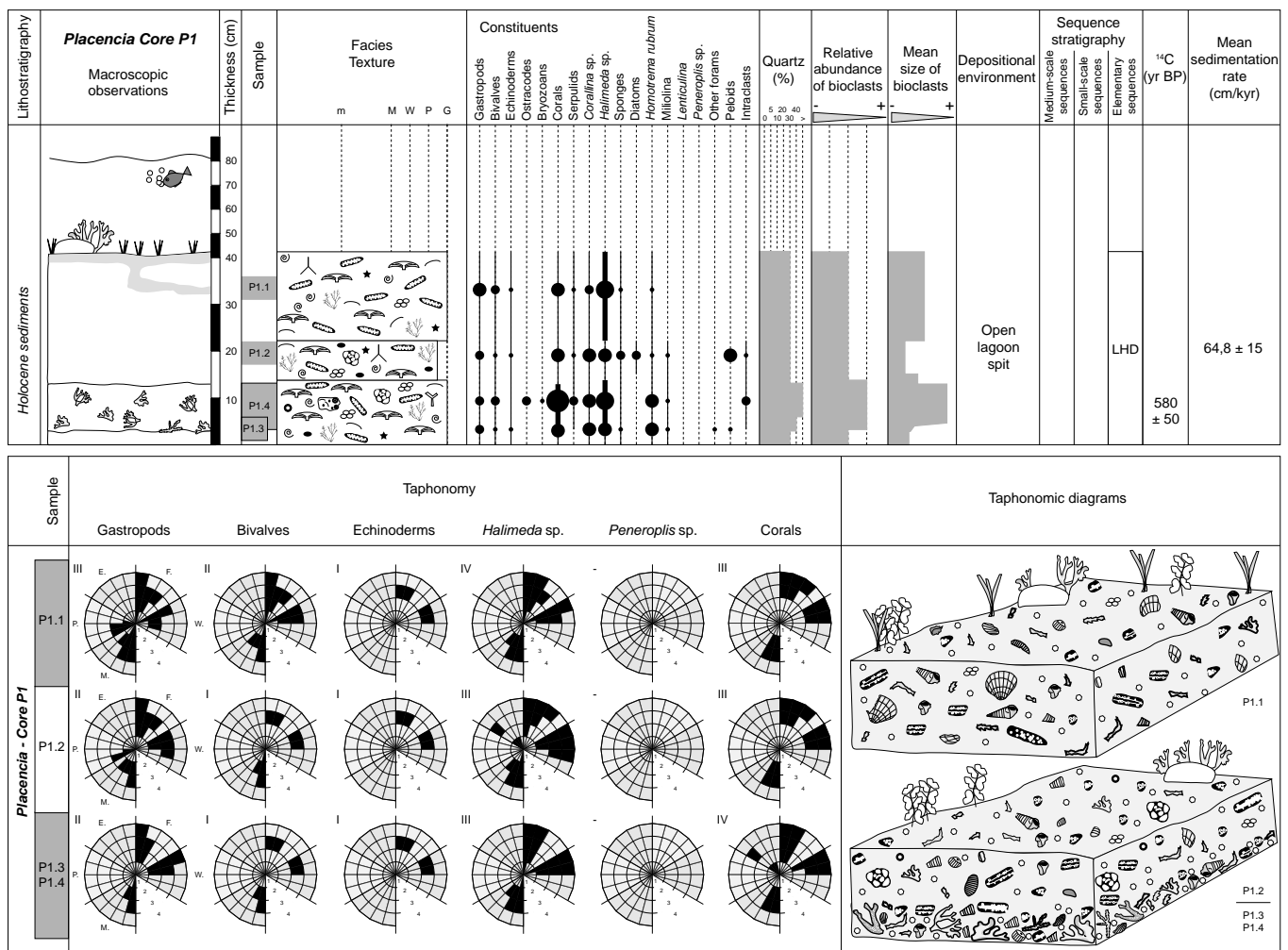


Fig. 6.16 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P1 (lagon ouvert de Placencia - Aire de Placencia)



Les différents carottages du lagon restreint de Placencia ont été effectués dans sa partie méridionale. La carotte P2 se trouve à l'entrée du lagon et est la plus exposée à l'action des courants marins provenant du lagon ouvert adjacent. Toutefois, l'impact de ces courants est fortement atténué par la flèche de Placencia. Les autres carottes se situent dans des zones plus protégées, notamment grâce à la présence de mangroves. Les travaux d'Ariola (2003) fournissent des valeurs de salinité variant annuellement entre 23 et 32 ‰, des températures oscillant entre 29 et 30°C pour les eaux de surface, et un pH situé entre 8 et 8,5. Les eaux sont modérément turbides.

#### *Carotte P2*

Cette carotte a été faite en lisière de mangrove sous une profondeur d'eau de 40 centimètres (Figure 6.17). Elle révèle des sédiments riches en siliciclastiques dont la teneur varie entre 70 et 90%. La base de la section est composée d'un épais niveau de sable grossier contenant des débris de coraux, d'*Halimeda*, d'échinodermes et de mollusques représentés par des cérithes, des nérites et des bivalves indéterminés. Sa datation au niveau de l'échantillon P2.5 a fourni un âge de  $1060 \pm 30$  ans BP. Le sédiment sus-jacent montre un fort enrichissement en résidus végétaux de mangroves. La composition faunique reste similaire au niveau précédent. Une diminution de la granulométrie moyenne est observée ainsi qu'une légère baisse de la teneur en quartz. Au-delà, le sédiment redevient plus grossier et plus riche en quartz. On dénote une disparition des débris d'oursin. Enfin, le sommet de cette carotte montre une diminution de la teneur en débris coralliens, un accroissement de la fraction argileuse et de débris végétaux, et une diminution de la granulométrie moyenne du sédiment.

#### *Carottes P3 et P4*

Ces deux carottes ne sont pas représentées par des figures détaillées de lever de coupe du fait de leur faible variation sédimentologique. Elles correspondent à des accumulations végétales mise en place par le démantèlement progressif de mangroves, où s'intercale un niveau principal enrichi en argile. La datation de la base de la carotte P4 a fourni un âge de  $2630 \pm 30$  ans BP (profondeur : 95 cm). Le taux de sédimentation calculé sur cette carotte fourni une valeur moyenne de  $39 \pm 3$  cm/ka.

#### *Carotte P5*

Cette carotte se situe sur le flanc ouest du lagon restreint de Placencia. Elle se situe sous une tranche d'eau de 130 centimètres, à quelques mètres de la mangrove côtière. Sa base est riche en argiles, et la teneur en quartz y diminue rapidement de 50 à 13% (Figure 6.18). La faune est peu abondante et composée principalement

de mollusques représentés les genres *Anomalocardia*, *Bulla*, par des cérithes et des nérites. Un bivalve à valves jointives est préservé. Des spicules siliceux tétraxiaux d'éponges sont communs. Le sédiment sus-jacent est marqué par une diminution de l'abondance relative de bioclastes, de la granulométrie et de la teneur en quartz. Les argiles sont abondantes. La composition faunique reste similaire à celle précédemment reportée.

#### *Carotte P6*

Elle se situe à proximité de la carotte P2 mais sur la face sous le vent d'une construction de mangrove et sous une bathymétrie de 110 centimètres (Figure 6.19). La base est assez riche en débris de coraux, les bivalves *Anomalocardia* sont communs, les cérithes et *Bulla* sont présents. La teneur en quartz varie autour de 70%. Au-delà la granulométrie moyenne diminue, notamment du fait de la disparition de débris coralliens. Les plaques d'*Halimeda* sont communes. Progressivement lorsque l'on monte dans la série sédimentaire leur présence augmente légèrement ainsi que les gastéropodes, les débris d'éponges et les diatomées. La texture varie progressivement depuis un packstone vers un wackestone.

#### *b : Discussion sur les lagons restreint et ouvert de Placencia*

Dans le lagon restreint de Placencia, les résidus coralliens se concentrent principalement en base des sections étudiées et à proximité de l'entrée du lagon. Cela témoigne d'une influence marine liée à des épisodes de haute énergie. Outre ces apports sédimentaires, le lagon restreint de Placencia est alimenté par les produits d'érosion issus du continent et par des composés authigènes. L'intégralité des niveaux étudiés appartient à un épisode de haut-niveau marin relatif. Les taux de sédimentation calculés pour ces zones fournissent des valeurs de  $39 \pm 3$  cm/ka pour les mangroves, et de  $93 \pm 15$  cm/ka pour la carotte P2. Cette dernière étant la plus exposée à un apport de matériel en provenance des zones plus distales de la plate-forme et étant alimenté par des résidus de mangrove pourrait justifier un taux de sédimentation élevé. Les faunes présentes dans le lagon restreint sont peu abondantes et peu variées. Seuls quelques organismes sont adaptés au condition de vie du lagon, principalement soumis à une faible salinité. De plus, bien que Ariola (2003) révèle une oxygénation assez bonne des eaux du lagon, la richesse en matière organique à proximité des mangroves est probablement responsable d'une diminution rapide de la teneur en oxygène dissous dans le sédiment et donc d'une diminution du nombre de niches écologiques. Seuls les endobiontes peu profonds et les épibiontes trouvent des conditions d'installation favorables.

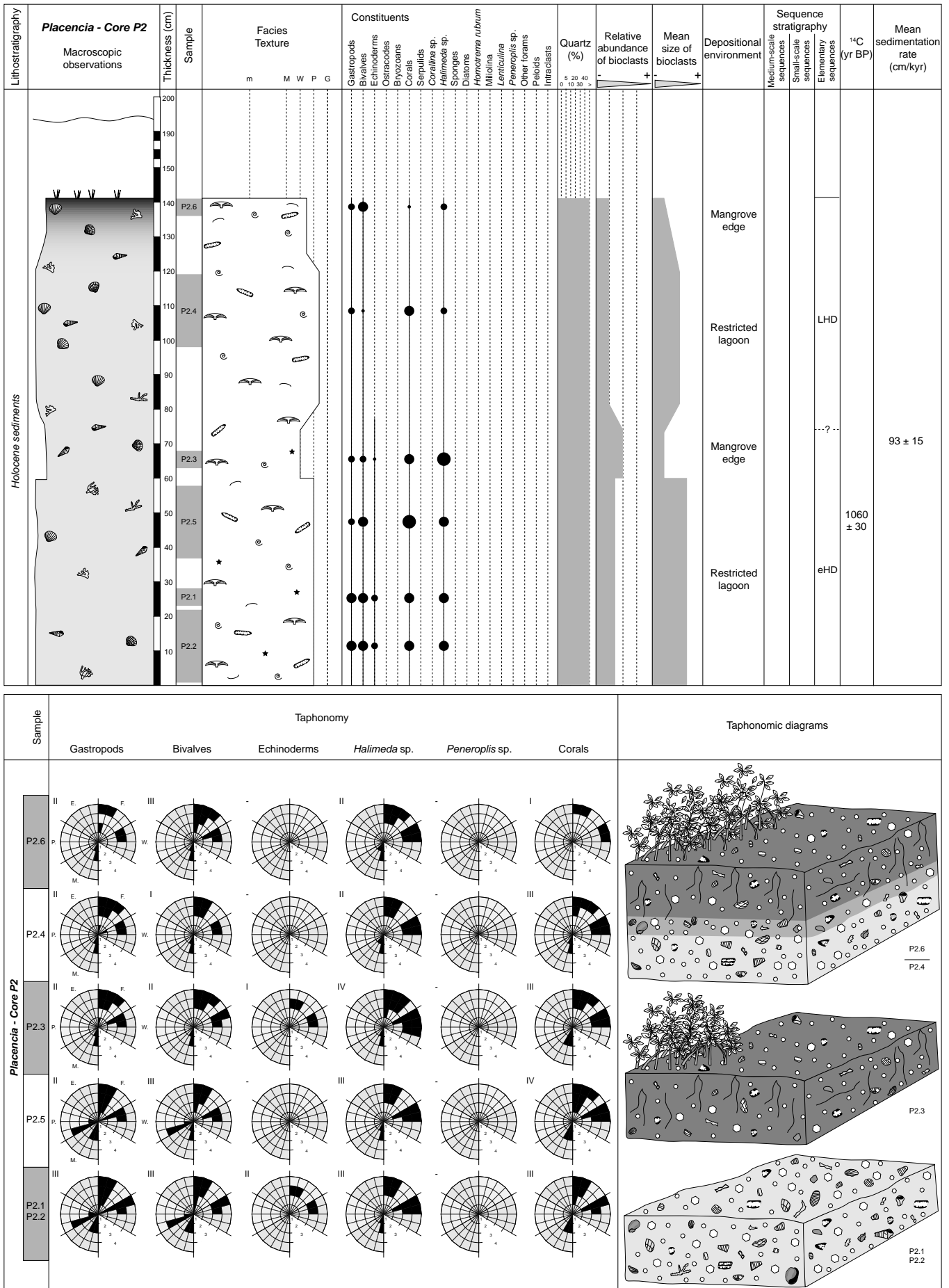


Fig. 6.17 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P2 (lagon restreint de Placencia - Aire de Placencia)

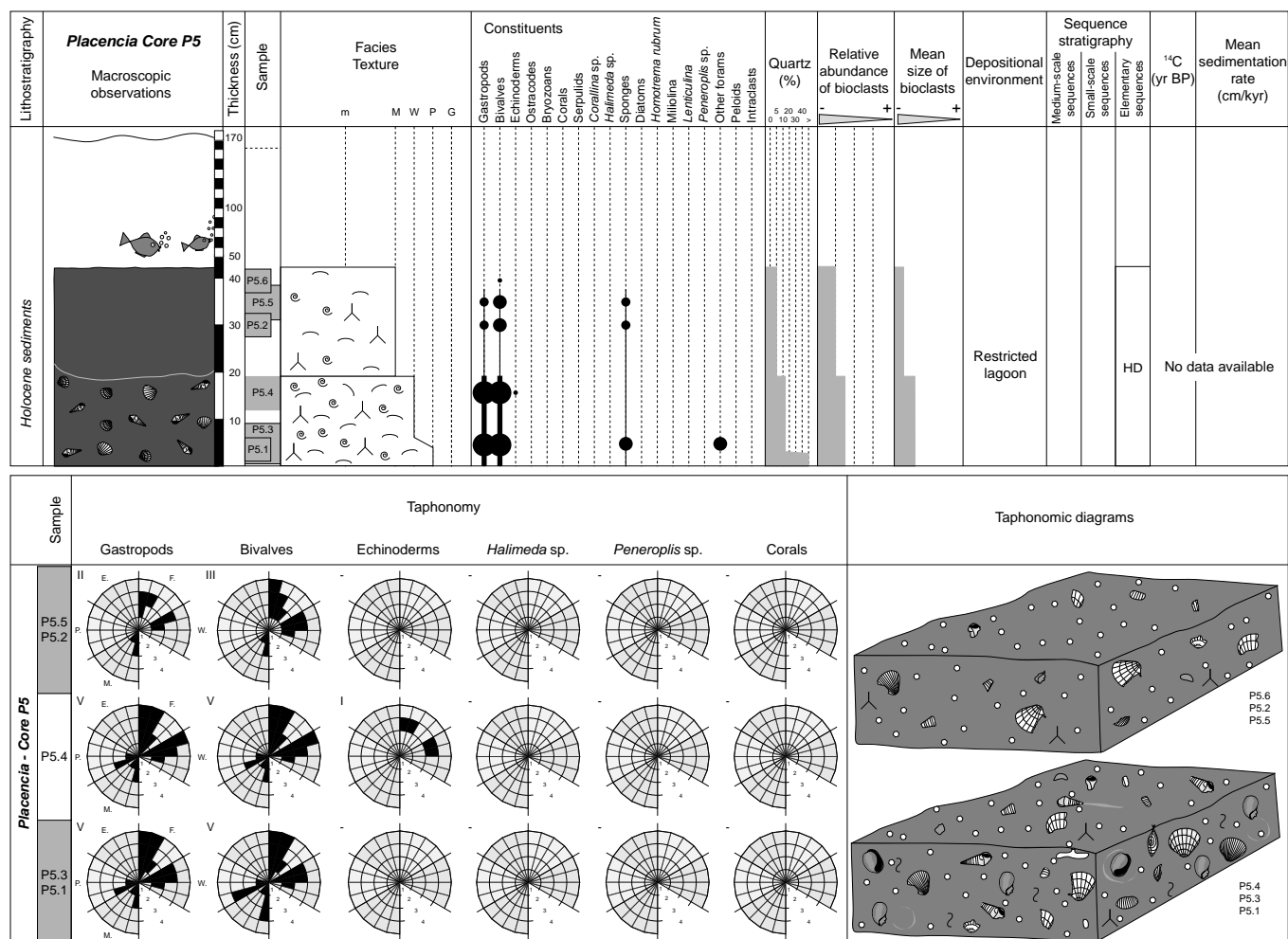


Fig. 6.18 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P5 (lagon restreint de Placencia - Aire de Placencia)

Les variations sédimentologiques constatées depuis la base vers le sommet des carottes du lagon restreint de Placencia indiquent : un accroissement de la fraction argileuse, une diminution de l'apport de résidus squelettiques carbonatés d'origine marine ouverte, et une diminution de la teneur et de la granulométrie du quartz détritique. Ces indications reflètent probablement l'évolution de l'espace d'accommodation au cours du temps. Le ralentissement de la montée du niveau marin relatif a influencé les accumulations sédimentaires en créant des zones d'accrétion. Puis, l'espace d'accommodation progressivement comblé a engendré une progradation des dépôts sédimentaires. Les sédiments grossiers pénétrant initialement au sein des zones proximales de la plate-forme pourraient se trouver cantonnés à des zones légèrement plus distales.

Le lagon ouvert de Placencia, représenté par la carotte P1 montre un granocroissement en son sommet qui pourrait également témoigner du haut-niveau marin tardif. Toutefois, il est nécessaire de prendre en compte que cette carotte se situe au sein d'une flèche

sédimentaire. Donc le type de sédiment déposé dépend de la charge transportée, de son origine et des modalités de transport et de dépôt. Une étude basée sur plusieurs points est nécessaire pour mieux comprendre l'évolution de cette flèche.

Une évolution similaire des faciès en fonction de variation du niveau marin relatif sont enregistrés au nord du Belize et rapportés par Yang et al. (2004), Wilhite et al. (2005), Mazzullo (2006) et par ce présent travail (paragraphe 6.3).

#### *c : Description taphonomique*

##### **Lagon ouvert de Placencia – carotte P1**

L'accumulation de gravats en base de carotte montre des débris de coraux représentés équitablement par les grades taphonomiques 2, 3 et 4 en ce qui concerne la fragmentation. L'ensemble de ces débris est modérément à fortement usé bien que quelques représentants peu arrondis soient présents (Figure 6.16). Quelques coraux sont encroûtés soit par des serpules soit par des foraminifères du genre *Homotrema*. Les *Halimeda*

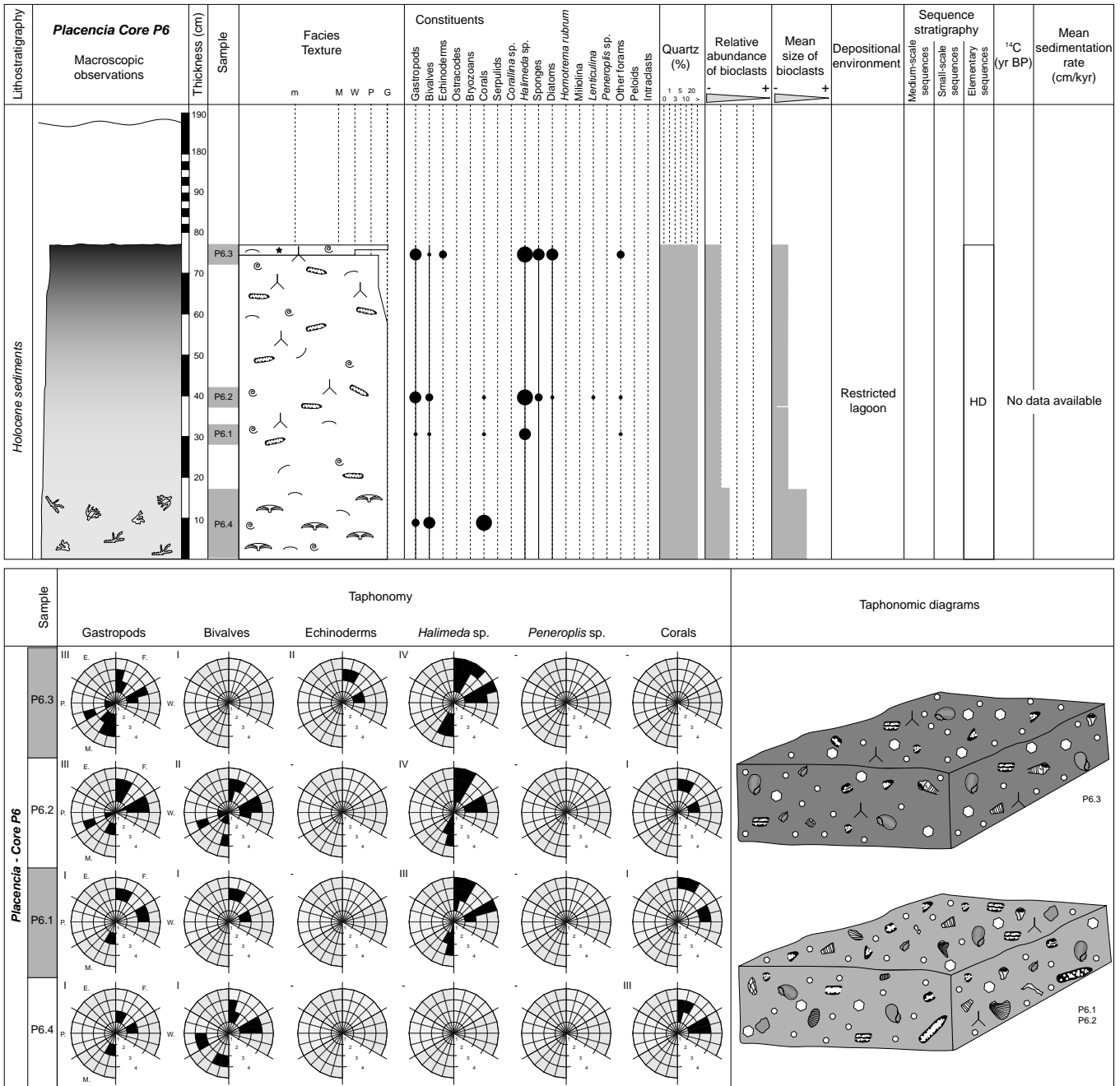


Fig. 6.19 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P6 (lagon restreint de Placencia - Aire de Placencia)

associées à ce niveau sont variablement fragmentées et usées suivant les grades 2 à 4. Les débris algaires sont légèrement micritisés, toutefois le grade taphonomique 3 pour ce trait est commun. Les quelques débris de mollusques de ce niveau sont variablement fragmentés, usés et légèrement micritisés. Les sédiments sommitaux de la carotte sont principalement composés de débris modérément à fortement fragmentés d'*Halimeda* et de coraux. Leur micritisation est légère voire modérée tout comme l'usure qui est cependant plus marquée dans l'échantillon P1.2. Localement, des squelettes peu altérés sont incorporés dans le sédiment encaissant majeur. Ils résultent du comblement de terriers.

#### Lagon restreint de Placencia – carottes P2 à P6

L'entrée du lagon restreint de Placencia est décrite par le carottage P2. La base de la carotte présente des débris coralliens dominés par une fragmentation modérée à forte suivant les grades taphonomiques 3 et 4 (Figure 6.17). Les représentants du grade taphonomique 2 sont présents en moindre quantité. Les bioclastes sont modérément arrondis, les ornements sont émoussés mais restent visibles sur les débris les moins fragmentés. Concernant les bivalves, la fragmentation est caractérisée par les grades taphonomiques 3 et 4. Toutefois quelques coquilles non à peu fragmentées s'observent. Elles révèlent parfois une perforation

légère à modérée (*Entobia* isp.). La micritisation est généralement absente à légère. Les gastéropodes montrent une signature taphonomique similaire. Les débris d'*Halimeda* sont également peu micritisés. Leur fragmentation et l'usure sont dominées par les grades 3 et 4.

Cette signature taphonomique reste relativement stable dans l'ensemble de la carotte. Une diminution de la micritisation et de la perforation des bivalves et des gastéropodes s'observe cependant. Les mollusques sont retrouvés principalement sous forme de fragments des grades taphonomiques 3 et 4. Seules de rares coquilles de mollusques peu fragmentées s'observent de façon éparse.

La carotte P6 située sur la face sous le vent d'une mangrove située à l'entrée du lagon de Placencia comporte en sa base des débris de coraux modérément fragmentés et dont l'usure est généralement assez légère (Figure 6.19). Les rares débris de bivalves présents sont perforés par des éponges (*Entobia* isp.). Les sédiments sus-jacents se distinguent par l'apparition de fragments d'*Halimeda*. Ils sont modérément à fortement fragmentés. Localement, quelques segments carbonatés peu fragmentés sont intégrés dans le sédiment. Le sommet de la carotte montre un accroissement de la fragmentation des *Halimeda* et de la micritisation des gastéropodes et des algues calcaires.

Au cœur du lagon, représenté par la carotte P5, les assemblages sont composés de bivalves et de gastéropodes en place. La signature taphonomique de ces mollusques est dominée par le grade taphonomique 2 en ce qui concerne la fragmentation et l'usure (Figure 6.18). La micritisation est faible. Les coquilles sont ici bien préservées et la fragmentation semble être le facteur dominant l'altération.

#### 6.4.2 Transect de Monkey River Town à Ranguana Caye

Le lagon ouvert situé à proximité de l'embouchure de la Monkey River est soumis à d'importantes décharges en siliciclastiques et en nutriments, ainsi qu'à un apport d'eau douce. Les matériaux largués depuis le continent s'épandent dans le lagon en suivant une direction de déplacement induite par les courants dominants provenant du nord-est. L'observation aérienne de la zone bélizienne permet de constater un large panache turbide partant de l'embouchure du fleuve et s'étalant vers le sud (Figure 6.1). Les carottes P7 à P9 et les échantillons P10 et P11 ont été prélevés à quelques centaines de mètres au nord de l'embouchure de la Monkey River. Le carottage P12 a été effectué en vis-à-vis de l'embouchure.

Les prélèvements P13 ont été menés sur Ranguana Caye, qui se situe à près de 30 kilomètres du littoral en direction du large. Les faces au vent et sous le vent ont été échantillonnées.

##### a : Description sédimentologique

###### Carotte P7

Elle se situe au point le plus distal considéré lors de la réalisation du transect dans le lagon ouvert de Monkey River (Figure 6.15). La profondeur d'eau est de 110 centimètres et la distance à la ligne de côte de 60 mètres. La surface est riche en *Halimeda* et *Penicillus*. La carotte débute par une épaisse accumulation décimétrique biodétritique principalement composée de coraux dont la teneur décroît au sommet de la couche (Figure 6.20). Les plaques d'*Halimeda*, les foraminifères encroûtants *Homotrema rubrum* et les mollusques sont communs. Un épais sédiment enrichi en argiles surmonte ce premier niveau. Sa composition faunique est similaire à la précédente, c'est-à-dire dominée par les résidus remaniés de communautés coralliennes. Enfin le sommet est tronqué par un sédiment moins boueux, mais riche en débris de coraux, notamment en sa base. À la semelle de cet horizon sédimentaire se trouve un fragment de corail large, peu altéré et peu remanié, reflétant probablement une mise en place rapide. Le quartz contenu dans cette carotte varie depuis la base vers le sommet de 20 à 30%. Les datations obtenues pour les échantillons P7.1 et P7.2 fournissent respectivement des âges de  $2480 \pm 20$  et  $530 \pm 20$  ans BP, indiquant leur appartenance aux dépôts de haut-niveau marin (Figure 6.20).

###### Carotte P8

Cette carotte a été prélevée sous une tranche d'eau de 95 centimètres, à 20 mètres du rivage, en zone d'herbier à *Thalassia* où croissent des algues du genre *Penicillus* (Figure 6.21). Elle débute par vingt centimètres de sable bioclastique composé de débris d'*Halimeda*, de coraux, et de quelques mollusques et échinodermes. Vers le sommet, ce niveau s'enrichit en débris végétaux carbonisés. Il est surmonté d'une surface érosive au centimètre 20, ainsi que d'un horizon où s'accumulent de larges débris de coraux inclus dans un sédiment enrichi en argiles et charbon. À la différence des gastéropodes qui sont plus abondants, les proportions des différents bioclastes présents diminuent. Des structures géopétales sont présentes. Puis, progressivement, la granulométrie décroît jusqu'à atteindre un horizon argileux situé au centimètre 38. Au-delà, le sable bioclastique est bioturbé, riche en débris de coraux et d'*Halimeda*, auxquels s'ajoutent des mollusques, des éponges, des foraminifères et quelques ostracodes. Des structures géopétales s'observent localement. La granulométrie tend à diminuer vers le sommet de la carotte. La teneur

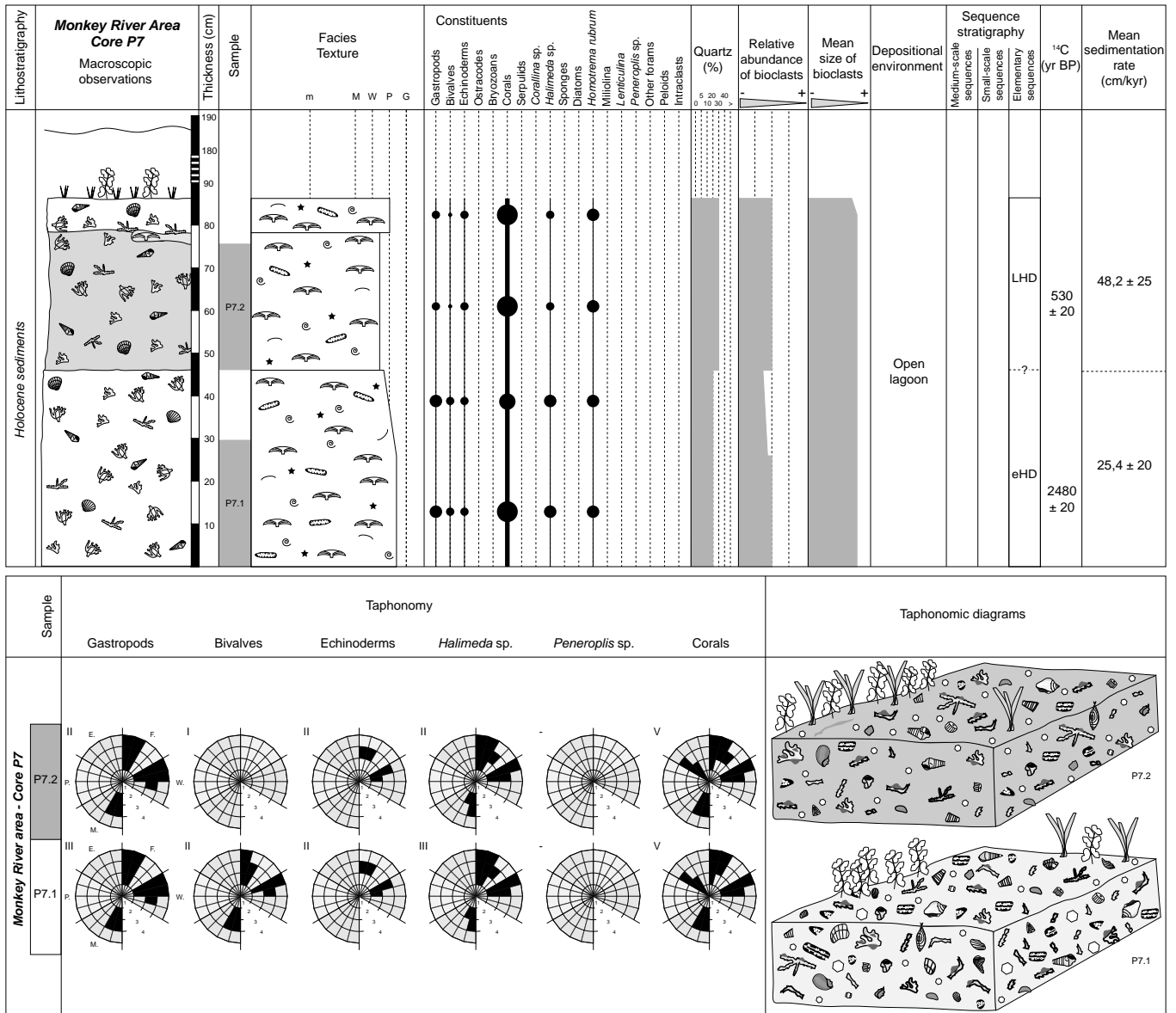


Fig. 6.20 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P7 (lagon ouvert de Monkey River Town - Aire de Placencia)

en quartz tend à augmenter depuis la base vers le sommet de la carotte, allant de 15 à 30%.

**Carotte P9**

La réalisation du carottage a été faite sous une profondeur d'eau d'environ 50 centimètres, à une distance de dix mètres de la ligne de côte. La carotte se situe au sein d'une étroite dépression sableuse protégée où croissent de fins biofilms microbiens. Les soixante premiers centimètres sont composés d'un sable fin bioclastique, comprenant 15 à 20% de quartz, bien trié, riche en débris de coraux et plaques d'*Halimeda* (Figure 6.22). Les gastéropodes et les échinodermes sont communs. La faune est diversifiée et se compose de bivalves, d'ostracodes, d'algues corallines, d'éponges et de foraminifères. Depuis la base vers le sommet de

cet intervalle, la teneur en coraux et *Halimeda* décroît. Au-delà des soixante premiers centimètres se présente un sédiment enrichi en argile, en quartz, en spicules d'éponges et frustules de diatomées. Les quinze premiers centimètres de ce sédiment sont fortement bioturbés et enrichis en galets mous sombres. Une limite sédimentologique nette s'observe au centimètre 70 grâce à un niveau enrichi en larges débris squelettiques, principalement représentés par des fragments coralliens. Leur proportion diminue rapidement mais graduellement puis le sédiment est de nouveau recoupé par un horizon enrichi en débris bioclastiques grossiers (centimètre 90). À ce niveau, se trouve associés un morceau de tube plastique incorporé dans le sédiment et une petite séquence granodécroissante. Le sommet de cette séquence est surmonté d'une accumulation de



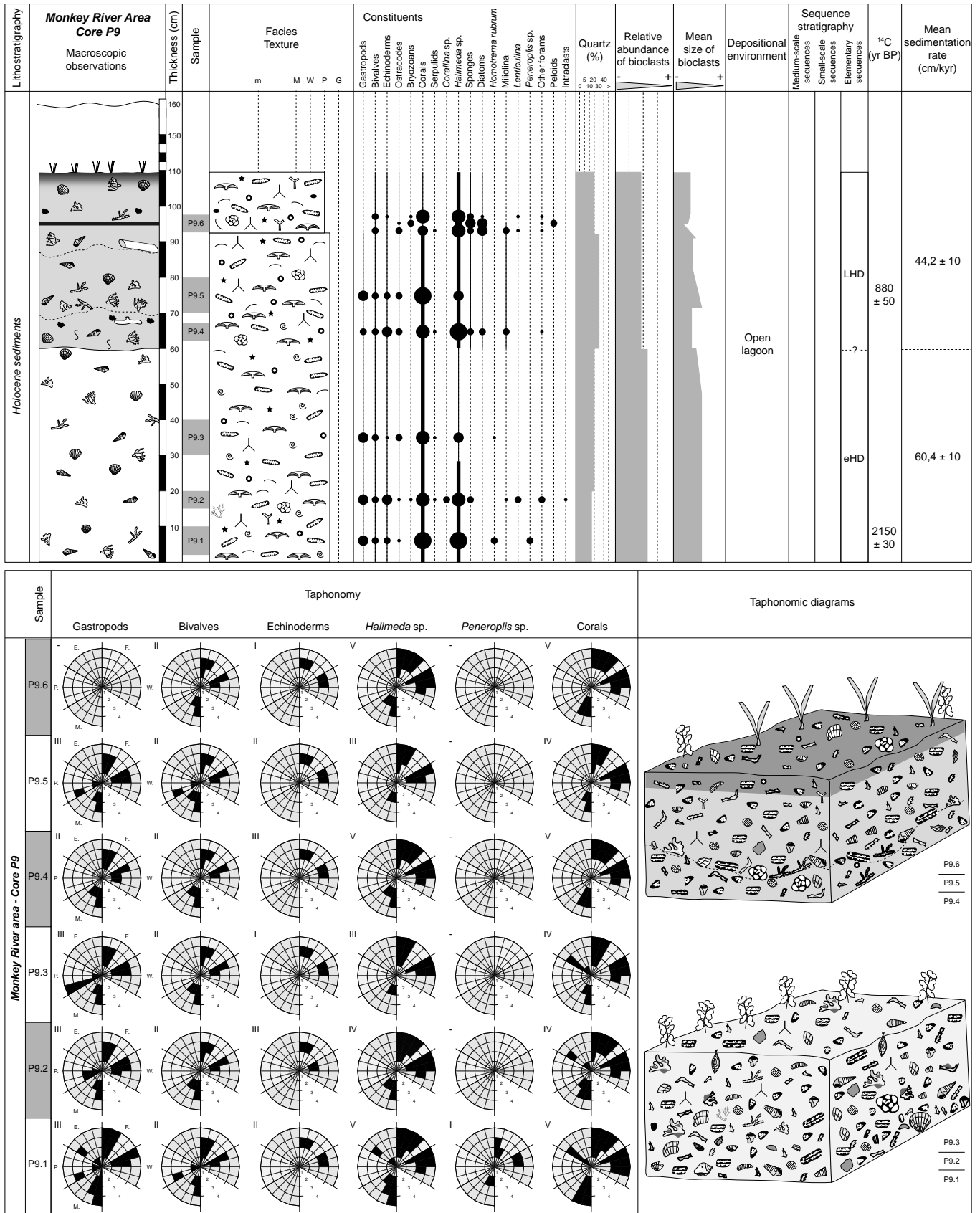


Fig. 6.22 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P9 (lagon ouvert de Monkey River Town - Aire de Placencia)



de sédiments non recouvert. Les échantillons P10 et P11 proviennent de ces lieux. Ils sont riches en débris de coraux, d'échinodermes et en plaques d'*Halimeda*. Y sont associés de façon commune des bivalves, des gastéropodes et des serpules.

Ce lagon ouvert est composé d'une faune diversifiée et abondante. Elle se distribue suivant diverses niches écologiques peuplées par des organismes endobiontes profonds et peu profonds, des épibiontes suspensives, des herbivores et des carnivores.

#### *Carotte P12*

Cette carotte a été acquise au sein de sédiments situés sous une profondeur d'eau de 65 centimètres, à 50 mètres du rivage environ. Les 47 premiers centimètres correspondent à un sable bioclastique grossier, faiblement trié, dominé par des coquilles de gastéropodes (Figure 6.23). Les bivalves, débris de coraux, d'*Halimeda* et d'échinodermes sont communs. Au-delà de cet intervalle s'installe un sédiment fortement appauvri en claste de grande taille. Le sable bioclastique est fin, bien trié et présente localement quelques terriers. Une poche argileuse enrichie en débris organiques carbonatés s'observe au centimètre 68. Elle est probablement née du comblement d'une bioturbation. Les sédiments sus-jacents sont recoupés de débris végétaux accumulés au sein d'un sédiment dont la granulométrie tendra rapidement à diminuer jusqu'au sommet de la carotte. La teneur en quartz varie depuis la base vers le sommet de la carotte de 15 à 20%. La datation obtenue sur l'échantillon P12.4 indique un âge pour la base de la coupe de  $1930 \pm 50$  ans BP.

Les faunes constatées, notamment à la base de cette section, sont dominées par des organismes herbivores et herbivores/détritivores tels que des *Modulus*, cérithes et nérites. Quelques endobiontes et épibiontes suspensives sont présents (*Chione*, *Ostrea*). Les coraux sont allochtones et proviennent du récif en aval de l'embouchure de la Monkey River, laissant observer un phénomène de répartition écologique remarquable. En effet, les coraux en place vivent dans une zone pour laquelle Pusey (1975) rapporte les plus grands écarts de salinité entre les eaux douces de surface issues de la Monkey River et les eaux marines de fond de lagon (voir paragraphe 6.5.1). Le système corallien développé dans ces eaux est bien diversifié, témoignant d'une capacité d'installation de ces organismes dans chacune des niches écologiques disponible et favorable. L'eau douce s'écoulant en surface de lagon ne perturbe pas le développement des communautés benthiques.

#### *Échantillons de surface P13.1 à P13.4 (Ranguana Caye)*

L'île de Ranguana est associée à la barrière récifale majeure du Belize. L'installation des récifs est tributaire de la répartition des hauts-fonds topographiques pré-Holocène (e.g., Purdy 1974, Purdy et al. 2003). Des sables bioclastiques ont été prélevés dans les herbiers de la face sous le vent et de la face au vent de l'île, ainsi qu'à proximité de la barrière récifale.

Les sédiments sont fins à grossiers selon leur position relative au rivage. Ils sont riches en débris coralliens couramment encroûtés de serpules, d'*Homotrema* et de bryozoaires. Les débris d'algues *Halimeda* et *Corallina* sont abondants. Le fond des lagons est riche en *Thalassia* et *Halimeda*. Les mollusques sont présents, ainsi que des oursins, des étoiles de mer, des ostracodes, des *Peneroplis* et d'autres foraminifères indéterminés. Bien que située en aval du panache turbide de Placencia, Ranguana Caye est suffisamment éloignée du rivage pour que le quartz y soit absent.

#### *b : Discussion sur les carottes P9 à P12*

L'évolution verticale des sédiments des carottes étudiées dans le lagon ouvert proche de Monkey River Town montre une granodécroissance, un accroissement de la teneur en argiles et en quartz, et une diminution de la taille moyenne des résidus squelettiques.

Les âges fournis pour les niveaux biodétritiques basaux à larges débris de coraux varient de  $1930 \pm 50$  à  $2480 \pm 20$  ans BP. Chaque carotte, même la carotte P8 pour laquelle les évidences sont moins notables, montre une discontinuité sédimentaire séparant un sédiment basal de type packstone à grainstone d'un sédiment de type wackestone à packstone enrichi en argiles (Figure 6.24). Ces derniers sont d'origine continentale et issus de l'altération météorique des Montagnes Maya (Scott 1975). Ici, serait constaté un accroissement de l'influence continentale sur la sédimentation. Les sédiments de la moitié supérieure des carottes sont fréquemment entrecoupés de dépôts de tempêtes, dont la base est riche en larges débris coralliens et le sommet granodécroissant. Le sommet de certains dépôts est recoupé par l'installation d'un dépôt ultérieur. C'est notamment le cas de la carotte P9 pour laquelle le dépôt de tempête situé à 70 centimètres montre en sa base une forte accumulation de gravats coralliens datés de  $880 \pm 50$  ans BP. Ils surmontent, et enregistrent, un sédiment bioturbé, enrichi en débris micritiques mous ; et sont surmontés par un matériel granodécroissant. Ce dernier est recoupé par un horizon plus grossier puis granodécroissant au centimètre 85. Ce lieu et le sommet de la carotte P12 sont caractérisés par une accumulation et une préservation de résidus végétaux (Figure 6.24). Ceux-ci sont associés au cylindre plastique issu des

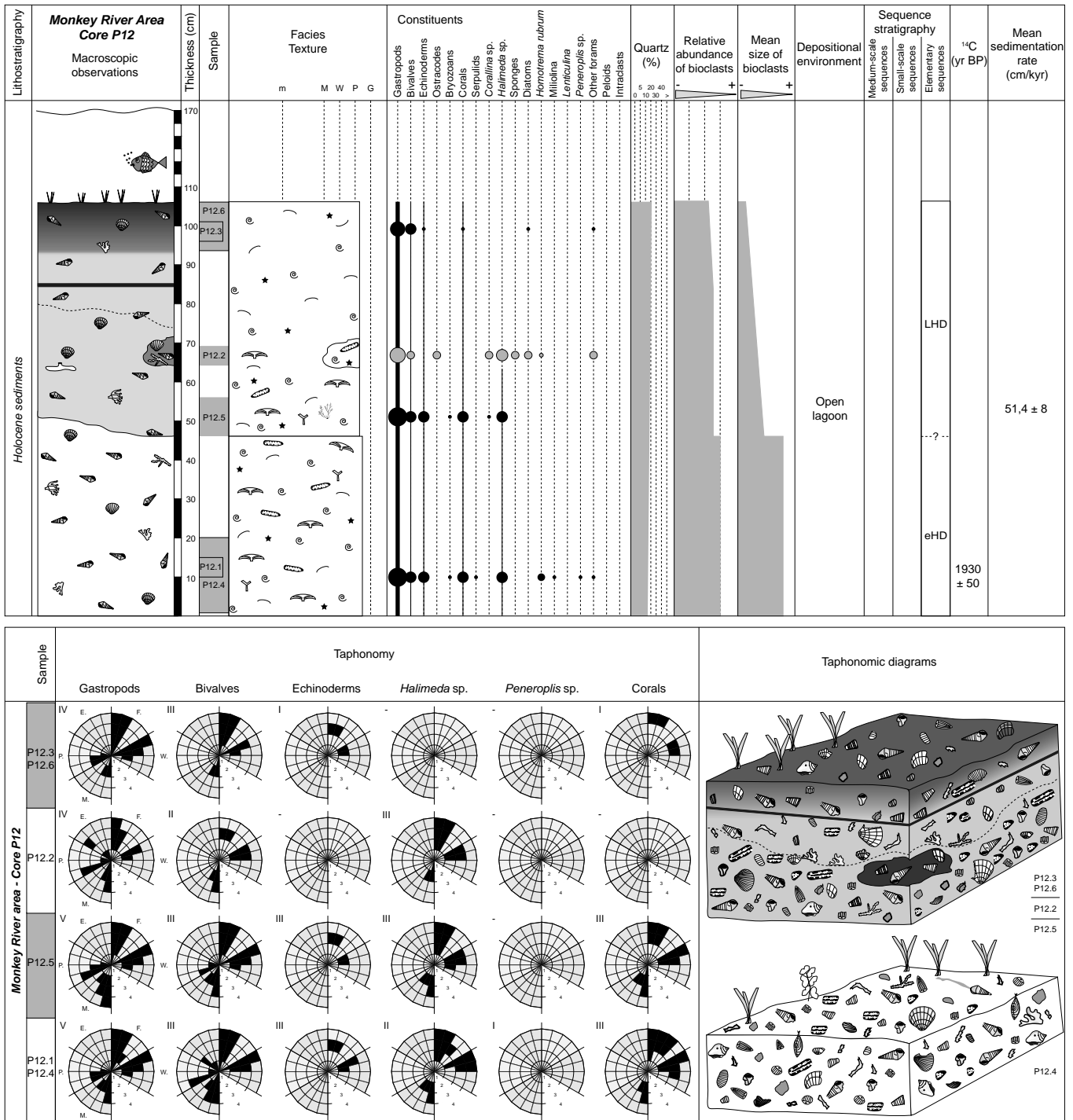


Fig. 6.23 - Analyses sédimentologiques et taphonomiques de la carotte P12 (lagon ouvert de Monkey River Town - Aire de Placencia)

sciences sapientiennes. Ce dernier étant préservé sous le niveau végétal non perturbé traduit probablement le lieu initial où il a été incorporé dans le sédiment. En d'autres termes le sédiment n'a pas été affecté de time-averaging après son installation. Or, il est intéressant de constater que le tube plastique est à 20 centimètres sous la surface actuelle. Considérant qu'il est relativement fin et souple il est sûrement issu des techniques de fabrication de plastique postdatant l'essor du PVC du début du XX<sup>e</sup>

siècle. Il fournit donc un âge maximum de 100 ans. Les taux de sédimentation minimum associés sont de l'ordre de 0,2 cm/an, et l'on peut honnêtement penser qu'ils sont en réalité plus élevés étant donné l'emploi d'un âge extrapolé à 100 ans. Ces taux sont supérieurs à ceux qui sont constatés pour des lagons ouverts de contextes comparables et soumis à une sédimentation standard (e.g., Enos 1991, Strasser et Samankassou 2003, Yang et al. 2004). Le système serait donc ici

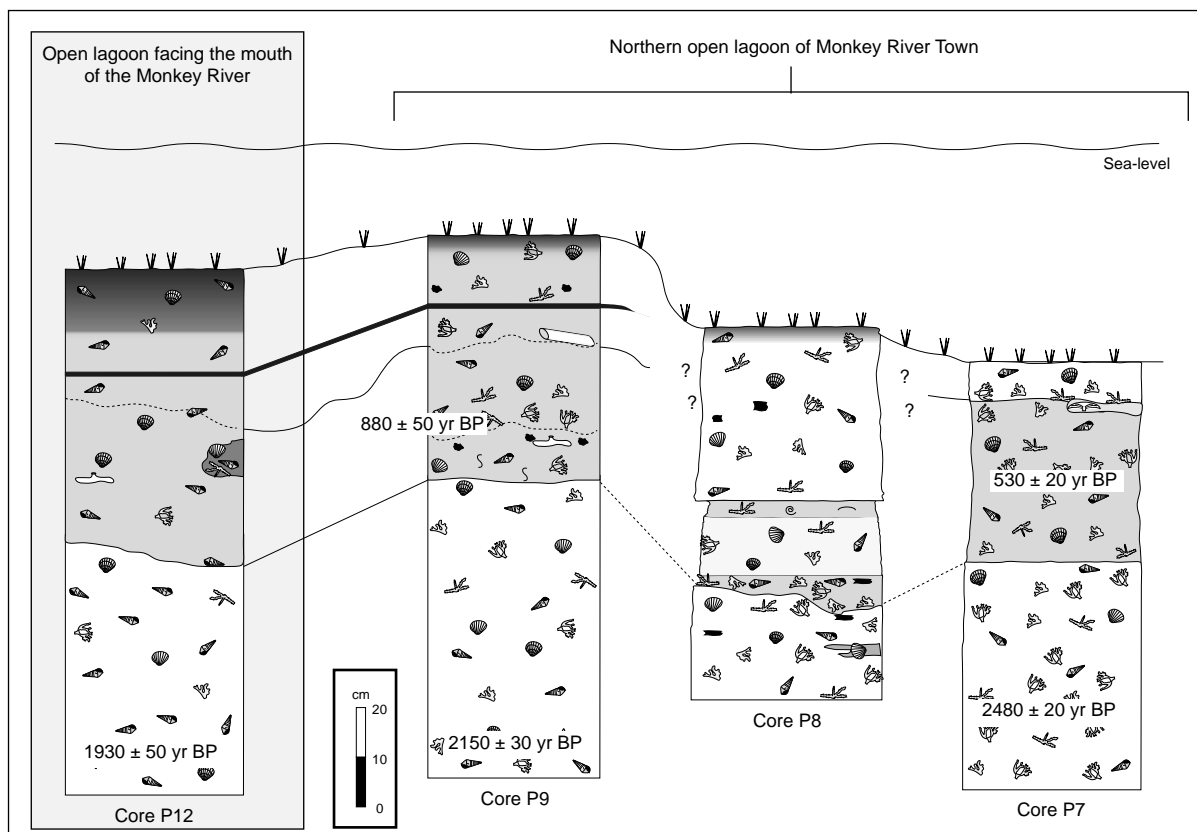


Fig. 6.24 - Corrélation des carottes P7, P8, P9 et P12 du lagon ouvert de Monkey Town River (explications dans le texte)

soumis à un fort taux de sédimentation lié à un apport rapide de matériaux argileux. Un tel apport peut s'expliquer grâce à une alimentation du système par du matériel en provenance de la rivière adjacente lors d'un épisode de crue exceptionnelle. Ces phénomènes sont provoqués par des perturbations climatiques influençant la charge en eau des bassins versants. Cela favorise le développement de glissement de terrains, comme fut le cas de l'ouragan Iris en octobre 2001 (Aronson et al. 2005) et l'apport de massifs de composés terrigènes dans les bassins. Cela justifierait également la préservation de résidus végétaux, puisque le dépôt rapide d'un épais niveau d'argiles les protégerait de la décomposition. Ces perturbations s'accompagnent d'impact sur les zones plus marines des plates-formes. Un événement de tempête ou d'ouragan pourrait ainsi expliquer la décharge de débris de coraux au sommet de la carotte P7 qui recoupe le sédiment sous-jacent de façon franche. Toutefois, ce point ne reste qu'hypothétique puisque aucune datation de cet horizon n'est acquise. De plus, la carotte P8 ne dispose pas d'équivalent en son sommet. Le haut de la carotte P8 se singularise par un sédiment beaucoup plus homogène que dans les carottes P7, P9 et P12 (Figure 6.24). Il présente des bioturbations et quelques structures géopétales à directions de remplissage variables. Les hypothèses impliqueraient soit un impact différentiel des tempêtes sur le fond d'un

lagon, ainsi certaines zones seraient lieu de transport tandis que d'autres seraient lieux de dépôt, soit que les dépôts de tempête ont été estompés par bioturbation.

Les carottes analysées se corrélient de façon assez bonne, sauf dans le cas de la carotte P8. Elles témoignent d'un accroissement de l'influence continentale sur la sédimentation du lagon. Cela semble comparable à l'étude du lagon de Placencia et de l'aire d'Ambergris où les variations de faciès reflètent une progradation sédimentaire au sein de différents écosystèmes.

#### *c : Description taphonomique*

##### **Lagon ouvert de Monkey River Town - carottes P7 à P12 et échantillons P10 et P11**

Les résultats d'analyse taphonomique des carottes P7 à P9 sont exposés sur les figures 6.20, 6.21 et 6.22.

La carotte P7 ne dispose pas de net changement vertical de taphofaciès. L'ensemble du carottage est riche en débris coralliens modérément à fortement fragmentés. L'usure et la micritisation sont généralement légères à modérées. De nombreux débris sont légèrement encroûtés, notamment par le foraminifère *Homotrema rubrum*. Les quelques gastéropodes contenus dans cette carotte sont présents suivant différents degrés d'altération. Les coquilles sont fragmentées suivant les grades taphonomiques 2, 3 et 4. La micritisation

est légère à modérée. L'usure est légèrement dominée par le grade taphonomique 3. Les bivalves montrent une altération relativement similaire. Enfin, les débris d'*Halimeda* sont principalement retrouvés à l'état de débris fragmentés suivant un grade taphonomique 3. Les grades 2 et 4 sont communs. La micritisation est généralement légère.

Les coraux prélevés dans les carottes P8 et P9 sont relativement similaires d'un point de vue taphonomique. Ils montrent fréquemment une fragmentation et une usure modérées à fortes. Seule la micritisation diffère, avec une micritisation relativement élevée en P8, avec un grade taphonomique 3 dominant et un grade 4 commun. En P9, la micritisation est plus modérée, sauf au niveau de l'échantillon basal P9.1.

Des similarités s'observent entre les carottes P8 et P9 en ce qui concerne les résidus d'*Halimeda*. Ces débris algaire sont modérément à fortement fragmentés. Leur micritisation est classiquement dominée par le grade taphonomique 2, indiquant une surface micritisée inférieure à 25% de la surface observable du bioclaste. L'usure est en moyenne modérée. Les échinodermes sont peu présents dans ces carottes. Ils sont fortement fragmentés et légèrement à modérément usés.

Ce sont les mollusques qui présentent le plus de différences taphonomiques entre les carottes P8 et P9. En P8, les mollusques sont légèrement à modérément fragmentés. Quelques horizons sont cependant enrichis en fragments du grade taphonomique 4 et/ou du grade taphonomique 1. Les changements locaux sont imputables à des événements de haute énergie qui perturbent le taphofaciès et favorise la préservation de squelette pas à peu altérés.

La micritisation des coquilles de mollusques est surtout décrite par le grade taphonomique 2. L'usure des bivalves est relativement constante et caractérisée par les grades taphonomiques 2 et 3. Celle des gastéropodes est plus variable. Dans la carotte P9, les bivalves sont modérément fragmentés, légèrement usés et micritisés. Concernant les gastéropodes, à la base de la carotte la fragmentation est issue d'un mélange marqué des grades taphonomiques 2, 3 et 4. Le grade 1 est rare. Puis lorsque l'on monte dans la série sédimentaire, les représentants des grades 1 et 4 disparaissent. La micritisation est principalement légère, hormis en base de carotte où les grades 2 et 3 sont équitablement représentés et le grade 4 est présent mais rare.

Dans cette carotte, le foraminifère *Homotrema rubrum* a été constaté uniquement dans le niveau de base. Il encroûte quelques débris de coraux et d'*Halimeda*. Les gastéropodes sont parfois encroûtés de serpules.

Les perforations constatées dans les carottes P7 à P9 affectent les coquilles de mollusques et sont attribuables

à des éponges et des annélides respectivement responsables des traces *Entobia* et *Caulostrepsis*.

Les échantillons de surface P10 et P11 se distinguent des échantillons plus proximaux par leur enrichissement en débris coralliens peu fragmentés. On trouve communément associés des fragments des grades taphonomiques 3 et 4. L'accroissement de la taille et de l'abondance des pièces coralliennes constitue un substrat dur favorable à l'installation d'organismes encroûtants. Ces derniers sont des foraminifères du genre *Homotrema*, des bryozoaires et des serpules. Certains résidus coralliens sont tapissés d'algues, notamment des petites *Halimeda*. Les mollusques sont également souvent encroûtés et ils présentent des perforations des ichnogènes *Entobia* et *Oichnus*.

La carotte P12 montre une base enrichie en mollusques peu ou pas fragmentés (Figure 6.23). Ceux-ci sont généralement peu ou pas altérés. Y sont communément associés des débris de mollusques ayant des degrés de fragmentation des grades 3 et 4. Ces débris sont caractérisés par une usure et une micritisation modérées. Des perforations des ichnogènes *Oichnus* et *Entobia* sont reconnues. Les débris de coraux sont dominés par les grades 3 et 4 concernant la fragmentation. Le grade 3 concernant l'usure domine, tandis que la micritisation est généralement légère.

Les sédiments au-delà de l'échantillon basal montrent tout d'abord une diminution progressive de la teneur en mollusques pas à peu fragmentés. Puis ces représentants augmentent à nouveau en nombre au sommet de la carotte. On distingue également une diminution progressive de la micritisation moyenne des mollusques depuis la base vers le sommet.

#### **Lagon récifal de Ranguana Caye - Échantillons P13.1 à P13.4**

Les taphofaciès observés à Ranguana Caye montrent une fragmentation généralement modérée à forte (Figure 6.25). Les foraminifères sont les organismes les moins susceptibles à la fragmentation. Quelques petits gastéropodes non fragmentés sont observés. L'usure est également un trait efficace dans ce lagon. Elle affecte principalement les résidus d'*Halimeda* échantillonnés dans la face au vent de l'île (échantillons P13.2 et P13.3). La micritisation est également maximale pour les débris d'*Halimeda* de la face au vent. Les encroûteurs sont bien représentés dans les lagons aux alentours de Ranguana. Le foraminifère *Homotrema rubrum* est bien représenté, ainsi que les serpules et les bryozoaires. Quelques algues corallines encroûtantes sont visibles. Elles recouvrent les autres encroûteurs. Les microperforations sont fréquentes et sont relevées sur les gastéropodes et les bivalves.

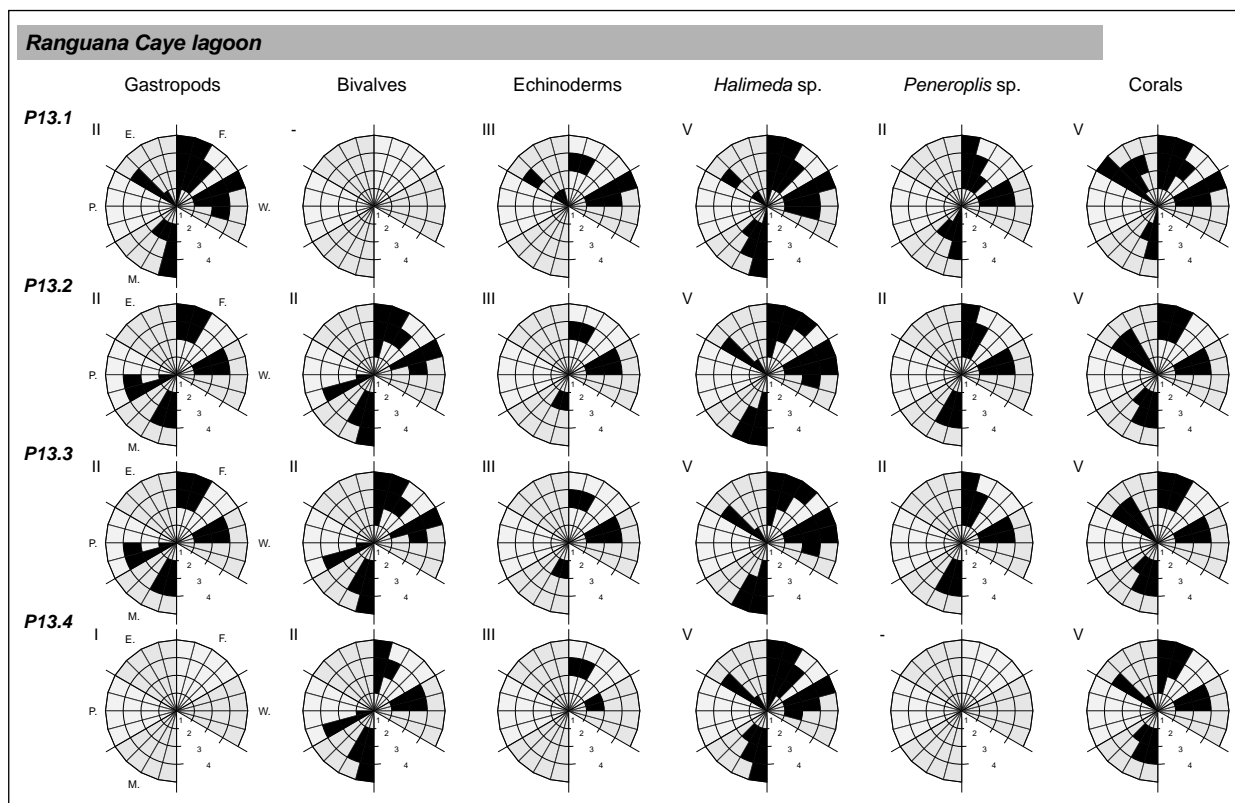


Fig. 6.25 - Signatures taphonomiques des échantillons P13.1 à P13.4 du lagon ouvert de Ranguana Caye

## 6.5 Facteurs écologiques

Les informations concernant les écosystèmes béliziens ont été acquises par l'étude précédemment fournie et les données bibliographiques précitées.

### 6.5.1 Paramètres aquatiques

#### Température

Situé entre 15°52 et 18°30 de latitude Nord, le Belize bénéficie d'un climat subtropical. Les températures atmosphériques moyennes sont de 27°C en été et 24°C en hiver. La température des eaux de surface est en moyenne de 28°C (Purdy et al. 1975). Ces valeurs sont relativement stables le long de la côte du Belize. Ariola (2003) fournit des températures des eaux de surface de la partie sud du lagon restreint de Placencia variant autour de 29 à 30 °C. Une stratification thermique des eaux a été constatée lors du travail de terrain entre Rosario Caye et Ambergris Caye, mais aucune mesure précise n'a été effectuée.

#### Hydrodynamisme

Le Belize connaît un régime microtidal, c'est-à-dire que le marnage n'y excède pas 15 cm (Kjerfve et al. 1982). La plus grande partie de l'année, les courants sont influencés par les alizés du nord-est. Ils sont responsables de la morphologie et de la migration de

nombreuses barres bioclastiques (e.g., Gischler et Hudson 1998, Mazzullo et al. 2003). C'est notamment le cas de la flèche de Placencia présentée dans ce travail. Périodiquement, en hiver, de forts vents soufflent depuis le nord. Des ouragans se produisent ponctuellement, dus à des vents forts venant de l'est et sont responsables de dégâts conséquents sur les récifs (e.g., Bood 2001).

#### Luminosité et turbidité

La luminosité n'est pas un facteur limitant des assemblages d'organismes benthiques étudiées durant ce travail. Seuls quelques micro-encroûteurs adaptés à des conditions de vie en environnement (semi-)ombragés ont été remarqués : il s'agit notamment des bryozoaires et des serpules. Les foraminifères du genre *Homotrema* s'adaptent à des conditions de luminosité variables (e.g., Perry 2001).

La turbidité des eaux des lagons du Belize est accrue dans les environnements restreints à semi-restreints, ainsi qu'à proximité de l'embouchure des principaux fleuves. Toutefois, elle ne montre pas d'impact direct sur les populations lagunaires ou coralliennes étudiées.

#### Salinité

Les valeurs acquises par Pusey (1975) indiquent que la salinité fluctue notablement depuis le nord vers le sud de la côte bélizienne. Les zones franchement marines sont à salinité normale. La baie de Chetumal présente

une hyposalinité avec des valeurs allant de 26 à 30 ‰ aux alentours de Blackadore Caye. Cela est dû à la fermeture de cette aire vis-à-vis de la circulation marine normale et d'un apport d'eaux météoriques depuis le continent. Le sud du littoral est également marqué par une hyposalinité, attribuée à la forte décharge en eaux douces dans les lagons. La salinité y varie entre 30 et 34 ‰. Pusey (1975) rapportent également un écart de salinité entre les eaux de surface et les eaux de fond des lagons béliziens. Un cas extrême est répertorié à l'embouchure de la Monkey River, où ces auteurs ont enregistré un écart de 29,2 ‰, séparant une salinité de surface de 3,3 ‰ et une salinité de fond de 32,5 ‰. Ceci correspond à l'écoulement d'eaux de rivière en surface tandis que les eaux plus salines plus denses restent au fond. Les travaux de Ariola (2003), menés dans le lagon restreint de Placencia rapportent une hyposalinité, avec des valeurs allant de 23 à 32 ‰.

#### *Composition chimique*

Les environnements ouverts du Belize sont bien oxygénés et voient l'installation de populations diversifiées. Lorsque l'on se déplace vers le continent dans les environnements les plus restreints, le brassage des eaux est relativement faible et l'on peut suspecter une mauvaise oxygénation des eaux de fond de lagon. Les travaux de Ariola (2003) menés dans le lagon restreint de Placencia indiquent des valeurs d'oxygène dissous variant annuellement entre 5,7 et 8 mg/l. Ces taux témoignent d'une bonne oxygénation des eaux du lagon. Ces valeurs ne constituent donc pas un facteur limitant le développement des communautés épibenthiques. Dans cet environnement, le facteur de contrôle principal de l'établissement des organismes est la salinité. Sur le fond du lagon, la profondeur de pénétration de l'oxygène est cependant probablement faible car seuls des organismes épibenthiques, semi-endobiontes et des endofaunes peu profondes ont été observées. Concernant les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye, ces bassins sont très peu connectés à la mer ouverte et les eaux sont uniquement soumises au brassage éolien. Ebanks (1975) y décrit une forte richesse en matière organique et en sulfures d'hydrogène traduisant une mauvaise oxygénation du fond du lagon. Ici, la teneur en oxygène dissous est un facteur de contrôle influant sur les communautés endobiontes, uniquement composées d'organismes vivant à de faibles profondeurs dans le sédiment. La salinité fluctue fortement au cours de l'année dans ces lagons et contrôle le développement des communautés épibenthiques.

La teneur en nutriments dans les lagons est plus importante au sud du Belize du fait d'une adjonction via les fleuves qui déchargent les matériaux d'érosion issus des Montagnes Maya et de la matière organique issue de

la forêt vierge. Dans les lagons à proximité de Placencia sont constatés des tapisages sur les coraux composés d'algues rouges puis vertes. Cette succession traduit un apport substantiel de nutriments dans les écosystèmes. Dans ce cas, elle témoigne d'une décharge importante de nutriments par pollution anthropique (e.g., McClanahan et al. 2003, 2007).

Les travaux de Pusey (1975), Reid et al. (1992) et Gischler et Lomando (1999) indiquent que les eaux du Belize sont sursaturées vis-à-vis du carbonate de calcium.

## 6.5.2 Paramètres sédimentaires

### *Composition minéralogique*

Le Belize bénéficie d'un fort contraste géomorphologique influençant la nature des apports sédimentaires dans les lagons adjacents (James and Ginsburg 1979). Le nord du pays est plat et fait d'un sol carbonaté, ainsi la sédimentation dans les lagons est carbonatée. Les échantillons prélevés indiquent en moyenne que plus de 95% du sédiment est de nature carbonatée. Le relief au sud du pays est marqué par les montagnes Maya faites de métasédiments et de granites paléozoïques. Les précipitations accrues en ces hauts-reliefs atteignent annuellement des valeurs moyennes de 4064 mm (National Meteorological Service of Belize, 2008). Elles apportent une forte charge en siliciclastiques et en nutriments dans les lagons. Les teneurs en quartz et en argiles dans les échantillons prélevés varient selon le lieu entre 30 et 90%. Les travaux de Billings et Ragland (1968) menés sur la partie sud du Belize ont quantifié des gradients de décroissance de la teneur en siliciclastiques et en différents nutriments dans les sédiments allant depuis les plages côtières jusqu'à la barrière récifale. Les résultats montrent de façon évidente que ces teneurs sont nettement diminuées au niveau de la barrière récifale. En d'autres termes, les composés silicatés et les nutriments associés sont principalement concentrés en position proximale. Ce fait aura un impact sur la signature taphonomique et sera discuté dans le chapitre 7.

### *Taux de sédimentation*

Pour se conformer à la littérature sur le Belize, les taux de sédimentation sont exprimées en cm/ka.

Les taux calculées pour les différents environnements étudiés au Belize fournissent des valeurs moyennes de  $20,4 \pm 7$  à  $36,4 \pm 4$  cm/ka pour le lagon intra-insulaire de San Pedro (respectivement obtenu sur les carottes A5 et A7).

La flèche du lagon ouvert de Placencia (carotte P1) possède un taux moyen de  $64,8 \pm 15$  cm/ka.

Le lagon restreint de Placencia présente des valeurs variables allant de  $93 \pm 15$  cm/ka pour la carotte P2 située face à l'entrée du lagon, à  $39 \pm 3$  cm/ka pour les mangroves représentées par la carotte P4.

Les valeurs obtenues pour les sédiments sommitaux du lagon ouvert à proximité de Monkey River Town sont de  $48,2 \pm 25$  cm/ka pour la carotte P7 et  $44,2 \pm 10$  cm/ka pour la carotte P9. La carotte P12 située dans cette même zone fournit des valeurs moyennes de  $51,4 \pm 8$  cm/ka.

Ces valeurs sont comparables avec les taux de sédimentation calculés par Yang et al. (2004) dans l'aire d'Ambergris Caye. Cet auteur fournit un taux moyen de  $32 \pm 26$  cm/ka, et ses travaux font état de variations allant de 0 à 118 cm/ka. Les données compilées par Enos (1991) indiquent des valeurs pour les lagons ouverts du Belize allant de 40 à 50 cm/ka. Enfin, les travaux de Strasser et Samankassou (2003) fournissent des taux de sédimentation pour des environnements lagunaire à péritidaux de Floride, des Bahamas et des Bermudes variant entre 30 et 130 cm/ka, avec un taux maximum atteignant 300 cm/ka à Pigeon Key en Floride.

Les travaux de Yang et al. (2004) ont également mis l'accent sur les variations des taux de sédimentation en fonction du niveau marin. Ils indiquent que les taux pour les phases transgressive et de haut-niveau marin précoce combinées sont inférieurs aux taux de sédimentation des phases de haut-niveau marin tardif.

#### *Degré d'induration du substrat*

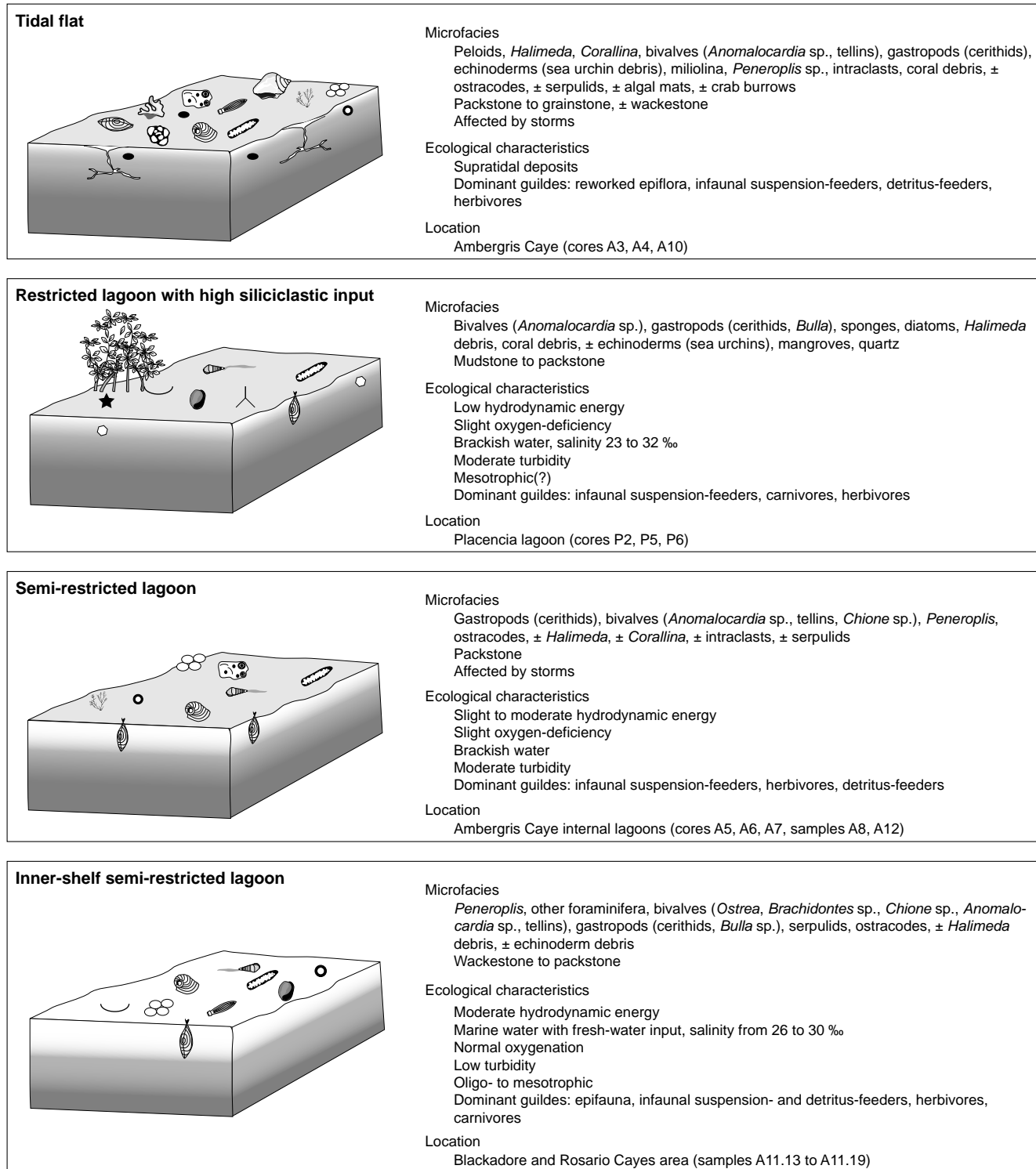
Concernant les substrats considérés au Belize, trois distinctions majeures peuvent être effectuées. Le premier type de substrat est de nature assez boueuse, il se trouve dans le lagon restreint de Placencia. Le lagon de Chetumal est également composé d'un fond boueux. Les lagons ouverts sont généralement caractérisés par un substrat granuleux et meuble. Peu de terriers ont été préservés. Des fonds durcis, non issus d'une induration précoce, s'observent localement : l'un dans le lagon intra-insulaire de Catena où le substratum pléistocène est très peu profond, l'autre à proximité d'environnements récifaux où l'accumulation de larges débris carbonatés offre un plan d'ancrage particulier pour les encroûteurs.

#### *Granulométrie*

La granulométrie respecte la distribution de l'hydrodynamisme dans les différents milieux étudiés. Ainsi, le lagon restreint de Placencia est composé de matériaux terrigènes très fins, hormis à l'entrée du lagon où s'accumulent des matériaux plus grossiers. Le lagon de Chetumal possède une granulométrie légèrement plus grossière du fait de l'abondance de foraminifères et de mollusques. Toutefois, la granulométrie moyenne n'excède pas 0,6 mm. Les lagons ouverts sont composés de sables fins à grossiers. À proximité des récifs la granulométrie s'accroît.

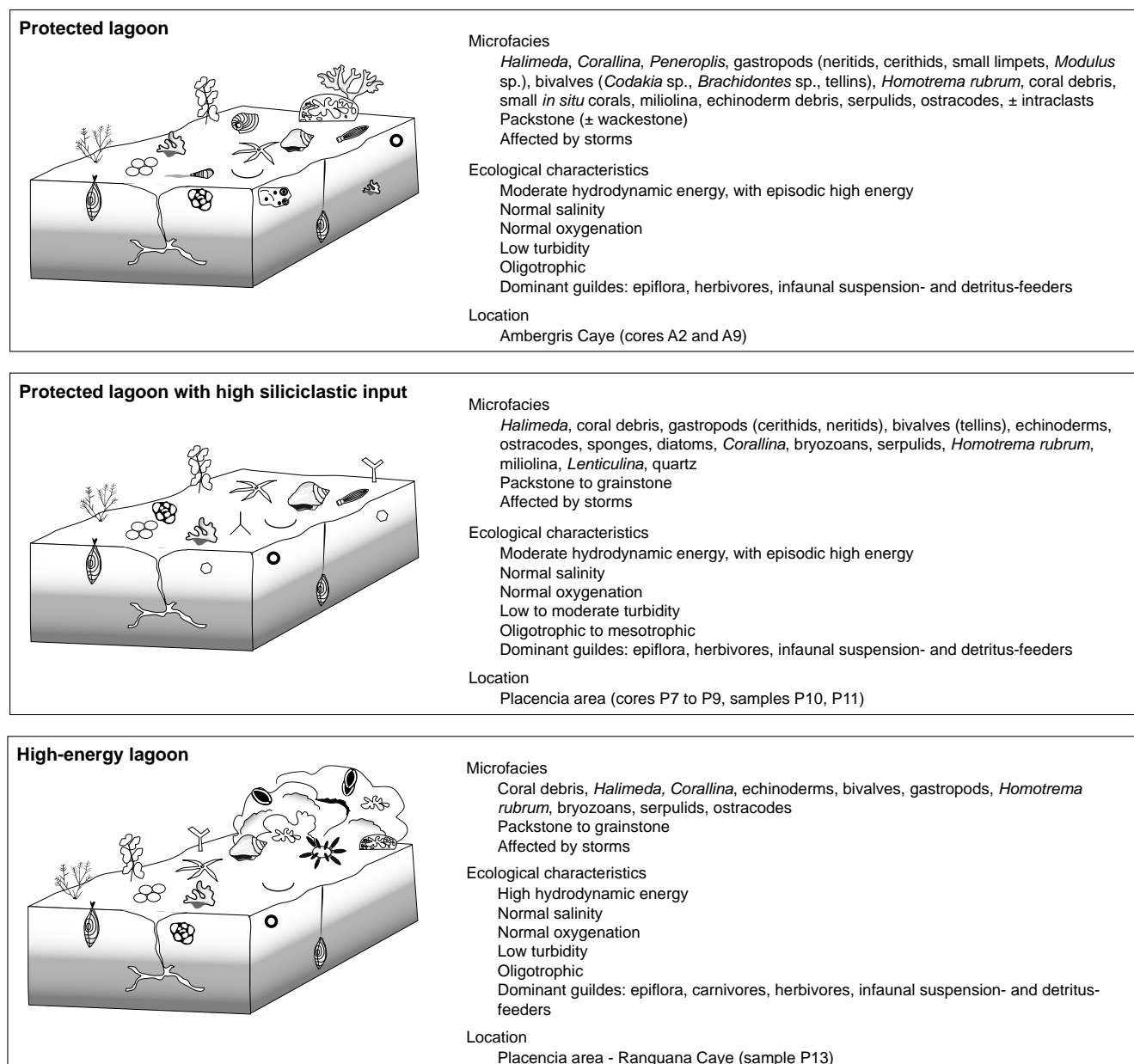
### 6.5.3 Facteurs biotiques

Les écosystèmes béliziens n'ont pas été soumis à une analyse écologique scrupuleuse. Les différentes guildes présentées dans le chapitre 4 se répartissent suivant divers environnements. Les données obtenues sont synthétisées sur la figure 6.26.



**Fig. 6.26** - Principales caractéristiques des écosystèmes distingués pour les lagons holocènes sur la base des analyses menées dans les aires d'Ambergris Caye et Placencia





**Fig. 6.26 (suite)** - Principales caractéristiques des écosystèmes distingués pour les lagons holocènes sur la base des analyses menées dans les aires d'Ambergris Caye et Placencia



## 7. TAPHONOMIE

### 7.1 Introduction

L'originalité de ce travail est de mener une étude comparative entre des taphofaciès récents et anciens de façon synchrone et par l'emploi d'une méthodologie commune. Comme énoncé précédemment, les taphofaciès sont décrits par cinq traits taphonomiques (fragmentation, micritisation, perforation, encroûtement, usure) ; chacun étant décrit par l'abondance relative de 4 grades taphonomiques ou degrés d'intensité du trait taphonomique. Bien que cette méthode puisse être contestée car faisant abstraction d'une quantification absolue, elle semble efficace pour réduire les biais imputables à des comparaisons entre environnements et paléoenvironnements. Les analyses menées dans les environnements récents fournissent des résultats rigoureux et une image des écosystèmes proche de la réalité. Concernant les assemblages fossiles, ils sont tributaires de la qualité de l'enregistrement sédimentaire et offrent une image réduite et simplifiée de ce qu'étaient les paléoécosystèmes. C'est pourquoi dans cette étude, il apparaît nécessaire de constater uniquement les caractéristiques majeures d'un taphofaciès.

Les résultats d'analyse taphonomique des séries sédimentaires oxfordiennes et holocènes ont été traités statistiquement afin de visualiser par l'emploi de diagrammes quaternaires la dispersion des échantillons par trait taphonomique, par organisme et par environnement de dépôt. Ce mode de représentation se rapproche des taphogrammes ternaires proposés par Kowalewski et al. (1995). Ces auteurs mettent l'accent sur la grande capacité descriptive et comparative de ce mode de représentation et sur l'avantage « d'économiser de l'espace qui aurait sinon été occupé par des tables et des histogrammes ». L'emploi de diagrammes quaternaires permet d'utiliser quatre grades taphonomiques, contre trois pour les ternaires. Cependant, visualiser un diagramme quaternaire en deux dimensions n'offre pas l'économie d'espace annoncée par Kowalewski et al. (1995). Le traitement statistique et l'acquisition

des taphogrammes a été fait via le logiciel « R: A Language and Environment for Statistical Computing » (R Development Core Team 2008). Les paramètres qualitatifs sélectionnés sont :

- L'environnement sédimentaire ; symbolisé dans les taphogrammes par un carré ou un triangle plein, représentant respectivement les domaines à sédimentation à dominante carbonatée et les domaines mixtes carbonaté-silicoclastiques.

- L'environnement de dépôt ; dont la correspondance aux couleurs sur les taphogrammes est : rouge représente les estrans, vert les lagons restreints, bleu les lagons semi-restreints, jaune les lagons protégés et noir les lagons sous influence récifale.

- L'organisme analysé, explicitement indiquée sur les taphogrammes.

- Le trait taphonomique, explicitement indiqué sur les taphogrammes.

Les paramètres quantitatifs sont les proportions des grades taphonomiques 1 à 4 dans un échantillon. Chaque point des taphogrammes représente un échantillon, lui-même représenté par un nombre de bioclastes carbonatés variable suivant l'échantillon (dizaine à plusieurs centaines). Les diagrammes quaternaires obtenus sont physiquement représentés en deux dimensions par 6 sous-diagrammes (Figure 7.1). Les pages de formules employées pour leur construction sont présentées en annexe 2. Les axes reflètent les quatre grades taphonomiques déterminés dans le chapitre 3. Chaque axe est gradué de 0 à 1, indiquant ainsi la proportion relative de chaque grade dans un échantillon. Les valeurs sont converties et énoncées en pourcentage dans le texte. Les valeurs employées sont extraites des diagrammes circulaires des chapitres 5 et 6 qui sont eux-mêmes formés de cinq histogrammes (pour rappel, chaque histogramme présente la proportion relative des grades par trait taphonomique). Ces proportions ont été compilées puis transcrites sous forme de tables numériques par l'emploi du logiciel « Excel ». Le logiciel « R » fonctionne exclusivement avec une lecture de valeurs numériques, nécessitant ainsi une conversion

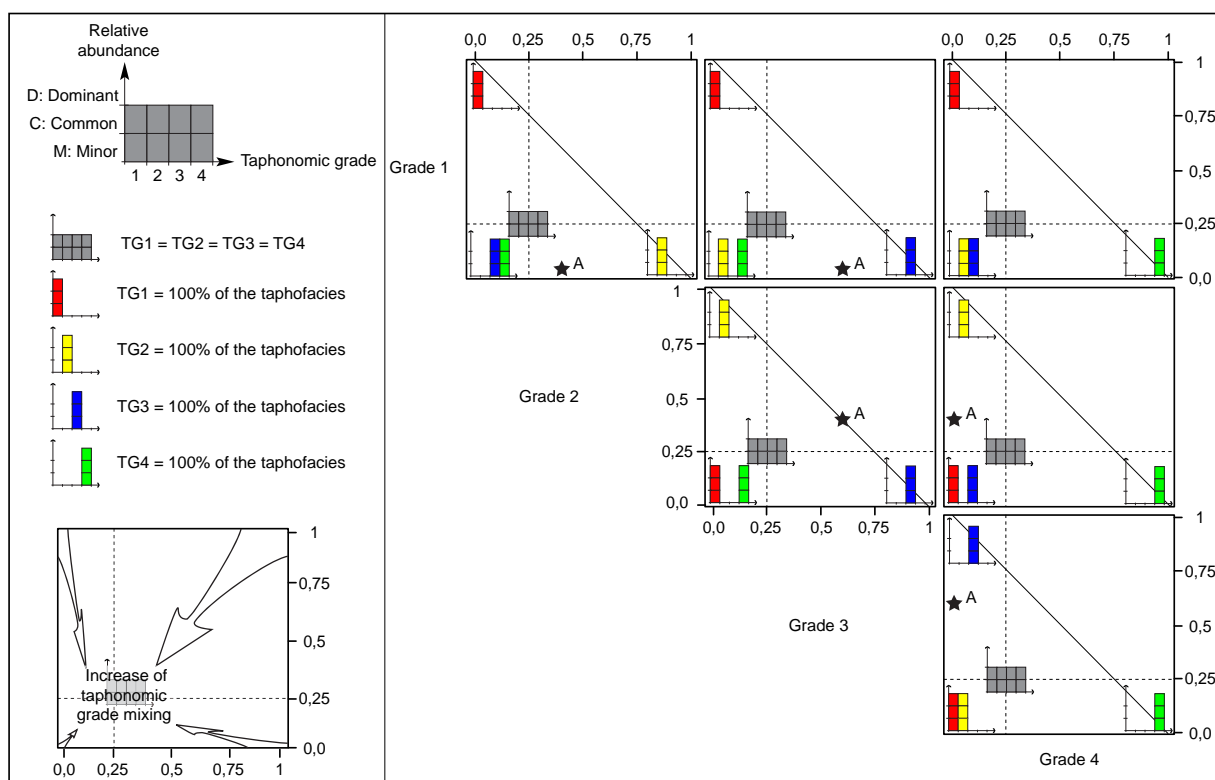


Fig. 7.1 - Exemple de diagramme quaternaire obtenu par traitement statistique sous R (voir explications dans le texte)

de tous les paramètres d'étude en chiffres et nombres, même pour les paramètres qualitatifs (voir annexe 2). La transcription des données d'analyse taphonomique ayant fourni une table numérique de plus de 3000 lignes, seul un bref exemple est proposé en annexe 2.

La représentation en diagramme quaternaire est efficace pour visualiser le degré de mélange de grades dans un échantillon. Un cas idéal, avec quatre grades équitablement répartis, correspondrait à l'histogramme indiqué en gris sur la figure 7.1. Chacun des grades 1, 2, 3, 4 y reflète 25% de la signature taphonomique. Dans le cas où le grade taphonomique 1 est l'unique représentant d'un taphofaciès, le point équivalent sera placé au lieu où le grade 1 est égal à 1 et les autres grades égaux à zéro (histogramme rouge sur la figure 7.1). La logique est identique concernant les cas où 100% du taphofaciès est représenté par le grade 2 (histogramme jaune), ou par le grade 3 (histogramme bleu), ou par le grade 4 (histogramme vert).

Afin d'en faciliter la lecture, chaque taphogramme acquis sous « R » a ensuite été amélioré graphiquement sans pour autant en modifier la signification.

– Les traits tillés ont été ajoutés au lieu où les axes correspondent à  $x = 0,25$ , soit un grade valant 25% des grades en présence. Ainsi, la lecture est facilitée si l'on

étudie la distance entre les valeurs obtenues par analyse et les traits tillés, voire leurs intersections.

– Les diagonales indiquées en trait plein sur les sous-diagrammes correspondent au lieu où les échantillons seraient composés uniquement de deux grades taphonomiques. Par exemple, le point A de la figure 7.1 indique un assemblage composé à 40% du grade 2 et à 60% du grade 3.

– Lors de l'acquisition des différents taphogrammes, il est fréquent que plusieurs points se chevauchent du fait de signatures taphonomiques similaires entre plusieurs échantillons. Lorsque le nombre de chevauchements est faible les points sont agencés de façon à distinguer nettement le recouvrement. Lorsque le nombre de chevauchements est élevé, il a été choisi d'écrire directement sa valeur au sein d'un large symbole. Par exemple, si 18 échantillons sont similaires, le nombre 18 sera indiqué au lieu même du chevauchement (voir figure 7.2 pour exemple).

Les travaux de taphonomie mettent en relation le taphofaciès et l'environnement de dépôt (e.g., Parsons-Hubbard 2005). Pour cette raison, les résultats obtenus sont proposés par organisme, par trait taphonomique et par environnement de dépôt. Les données acquises pour l'Oxfordien du Jura suisse et l'Holocène du Belize seront tout d'abord relatées, puis une synthèse sera proposée dans le paragraphe 7.4.

## 7.2 Taphocènes des séries sédimentaires de l'Oxfordien du Jura suisse

Seules les microfaciès des lagons semi-restreints et protégés des sections de Vorbourg et Hautes-Roches ont été étudiées lors de l'analyse taphonomique. Les autres milieux de dépôt constatés au Belize n'étant pas ou peu représentés dans le Jura suisse.

### 7.2.1 Taphonomie des bivalves

#### *a : Fragmentation*

Les taphocènes de fragmentation analysés sur les bivalves contenus dans les sédiments des sections de Vorbourg et de Hautes-Roches sont présentés sur la figure 7.2. Cette figure montre les taphogrammes acquis pour les lagons semi-restreints et protégés.

#### *Lagons semi-restreints*

Le taphogramme de fragmentation de bivalves de lagons semi-restreints montre un regroupement principal de points (groupe M). Il décrit une signature taphonomique caractérisée par des grades taphonomiques 2 et 3 dominants, un TG4 commun et un TG1 mineur voire absent. Le regroupement est bien contraint par le TG2 avec des proportions variants de 28 à 37,5%. Le TG3 dispose d'une variabilité plus grande avec des valeurs comprises entre 25 et 42%.

Les points situés à l'extérieur de ce groupe correspondent aux échantillons de la base de la section de Hautes-Roches (de HRg à HR5), où les assemblages de bivalves sont peu abondants, font état d'une médiocre préservation et d'une forte dissolution des structures aragonitiques. Il est important de ne pas exclure une probable préservation préférentielle de certaines coquilles induisant un biais taphonomique.

Les coquilles non fragmentées de lagons semi-restreints sont de bivalves astartes ou d'huîtres. Les coquilles plus fragiles du morphotype 2 sont plus fragmentées.

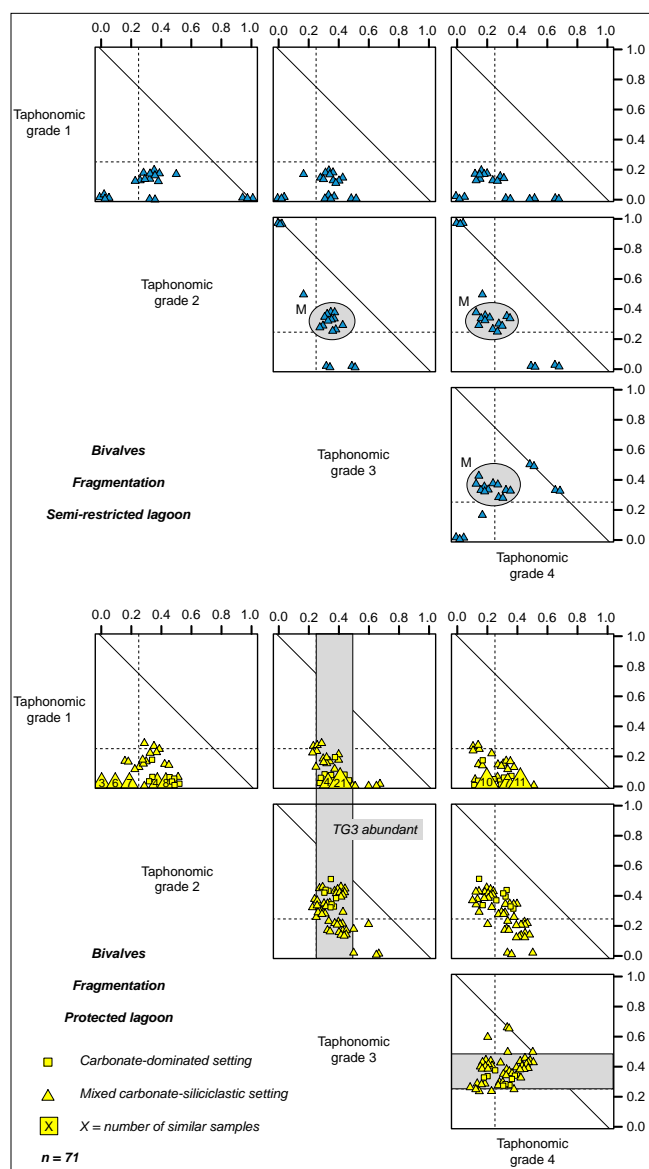
#### *Lagons protégés*

La fragmentation des bivalves de lagons protégés dispose d'une variabilité modérée. Les grades 1 et 3 sont assez bien contraints. Respectivement, leurs dominantes de distribution constituent de 0 à 17% et de 25 à 43% des grades en présence. Les TG2 et TG4 connaissent une plus grande variabilité. En d'autres termes, dans les lagons protégés, la plupart des coquilles de bivalves s'observent modérément fragmentées. Les TG2 et 4 sont communs tandis que pas à peu de coquilles sont trouvées entières. Ces dernières sont notamment observées dans les dépôts influencés par des tempêtes et associés à des préservations exceptionnelles de valves articulées (e.g.,

VO1a, VO14-16b) ou dans des dépôts de transgression précoce (e.g., VO13, VO19). Bien que le TG3 domine la fragmentation des bivalves en lagons protégés, un fort mélange de grades est constaté.

#### *b : Micritisation*

La micritisation des bivalves de lagons semi-restreints et protégés est comparable et présentée par les taphogrammes de la figure 7.3. Elle se caractérise par des grades taphonomiques 2 et 3 dominants mais dont les proportions montrent des variations d'environ 30% entre leurs valeurs minimales et maximales. Le TG4 est également variable et compose généralement moins de 25% des grades en présence. Les coquilles non micritisées sont plus abondantes dans les lagons protégés que dans les lagons semi-restreints. La micritisation la plus



**Fig. 7.2** - Taphogrammes de la fragmentation des bivalves de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

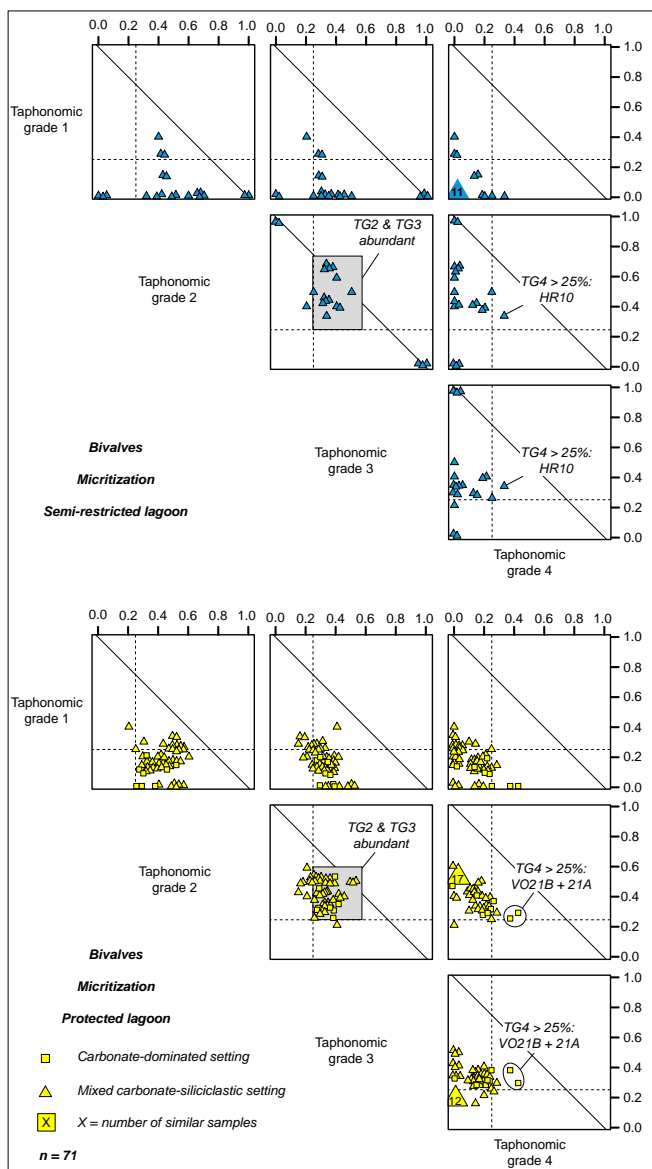


Fig. 7.3 - Taphogrammes de la micritisation des bivalves de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

marquée est enregistrée dans les échantillons : VO21B et VO21A au lagon protégé témoin au sommet de la section de Vorbourg et HR10 du lagon semi-restreint en base de la section de Hautes-Roches.

#### *c : Usure*

Les taphogrammes d'usure de bivalves acquis pour les lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien sont présentés en figure 7.4.

#### *Lagons semi-restreints*

L'usure des bivalves de lagons semi-restreints est dominée par le grade taphonomique 2. Ce dernier dispose d'une large variabilité comprise, sauf exception, entre 30 et 70%. Le TG3 est également abondant et connaît

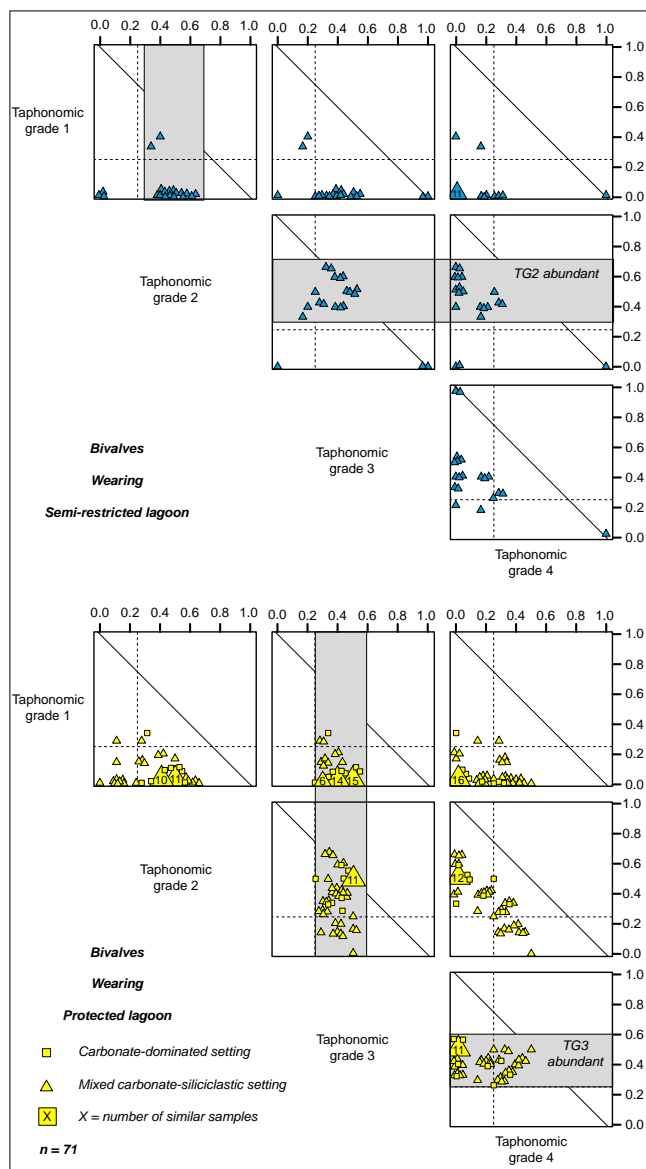


Fig. 7.4 - Taphogrammes de l'usure des bivalves de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

une variation de ses proportions allant de 17 à 50% des grades en présence. Le TG4 est absent, notamment en base de section de Hautes-Roches, ou commun dans les sédiments témoignant d'une légère ouverture de l'écosystème (e.g., HR9 à HR12).

#### *Lagons protégés*

L'usure dans les lagons protégés est en moyenne plus élevée que dans les lagons semi-restreints. Le taphofaciès est dominé par le grade taphonomique 3. Le TG3 est peu contraint et forme entre 25 et 50% du taphofaciès. Le TG1 est généralement absent, à l'exception de dépôts nés d'épisodes de tempête (VO6b), associés à une transgression marine (VO13, VO19) ou à une abondance élevée d'organismes (HR28, HR35). Les grades taphonomiques 2 et 4 connaissent une forte variabilité

de leur teneur dans les assemblages étudiés. Ces grades sont communs. L'usure est généralement plus forte dans les environnements soumis à un apport de matériaux silicatés que dans les milieux où la sédimentation est à dominante carbonatée. En dépit d'un TG3 dominant, les assemblages disposent généralement d'un fort mélange de grades taphonomiques.

#### d : Perforation

Les taphogrammes acquis pour ce trait étant peu informatifs ne sont pas figurés dans ce travail.

Les bivalves de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien sont dominés par des coquilles non perforées. Les perforations sont moins abondantes dans les lagons semi-restreints que dans les lagons ouverts. Dans les lagons protégés, le TG1 compose 33 à 100% des taphofaciès. Le TG2 est commun et dispose de proportions variant entre 0 et 40%. Le TG3 est soit absent soit compose en moyenne 25% du taphofaciès. Les macroperforations sont surtout observées sur les épibiontes (e.g., inocérames). Les organismes responsables des perforations n'ont pas été identifiés.

#### e: Encroûtement biogénique

Les taphogrammes obtenus pour ce trait étant peu informatifs ne sont pas figurés dans ce travail.

L'encroûtement biogénique de bivalves dans les lagons semi-restreints de l'Oxfordien est un processus rare. Seuls les échantillons au sommet de l'intervalle H4 présentent quelques encroûtements par des serpules. Ce trait est plus représenté dans les lagons protégés, cependant l'extension de l'encroûtement y est limitée et tend à croître à proximité de récifs. Le TG1 y est dominant et constitue entre 50 et 100% des grades en présence. Le TG2 est soit absent, soit représente plus de 25% du taphofaciès. Le TG3 est rare.

Les lagons protégés relativement proches de récifs montrent des encroûtements par des foraminifères (e.g., *Lithocodium*), des serpules et des bryozoaires.

## 7.2.2 Taphonomie des foraminifères

#### a : Fragmentation

La fragmentation des foraminifères agglutinés des genres *Ammobaculites* et *Pseudocyclammina* ne sera pas discutée par l'emploi de taphogrammes. Lors de l'étude de lames minces, les foraminifères s'observent suivant différentes directions de section du test. Dans la plupart des cas, les sections montrent un test complet. Toutefois, aucune information ne peut être obtenue concernant la fragmentation sur l'intégralité du test. Ce type de limite analytique existe évidemment pour tous les traits taphonomiques et tous les organismes. Dans le cas des

foraminifères, l'observation de sections complètes de tests a été traduit comme grade taphonomique 1. Les cas d'observation de fragmentation suivant les grades 2 et 3 existent mais sont moins fréquents. Cependant, une sous-estimation de la fragmentation des foraminifères n'est pas à exclure.

#### b : Micritisation

Les taphofaciès de micritisation analysés sur les foraminifères des genres *Ammobaculites* et *Pseudocyclammina* des sections de Vorbourg et de Hautes-Roches sont présentés sur la figure 7.5. Cette figure montre les taphogrammes acquis pour les lagons semi-restreints et protégés.

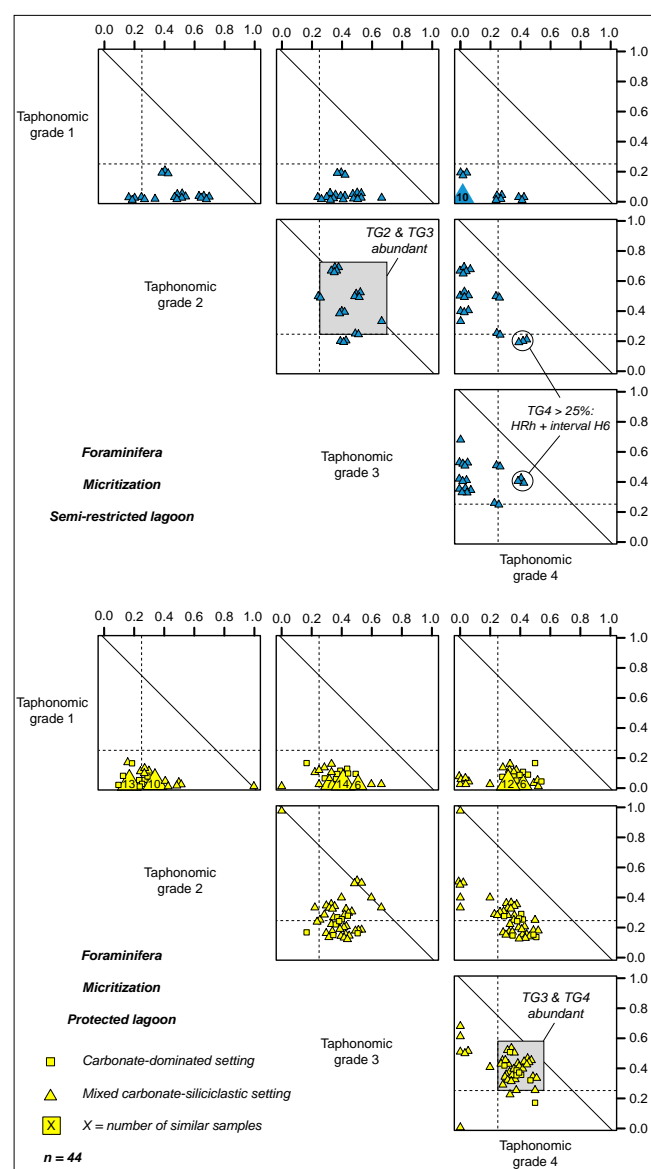


Fig. 7.5 - Taphogrammes de la micritisation de foraminifères de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

### Lagons semi-restreints

La micritisation des foraminifères agglutinés de lagons semi-restreints présente une disparité élevée. Il est toutefois possible d'observer que les grades taphonomiques dominant les assemblages sont les grades 2 et 3. Ils constituent chacun de 20 à 66% des grades en présence dans un échantillon. Le TG1 est absent, à l'exception des sédiments de base de la section de Hautes-Roches où il compose 20% des assemblages (HRj, HR1, HR2). La micritisation la plus élevée est enregistrée dans l'échantillon HRh et les sédiments de l'intervalle H6 de la section de Hautes-Roches. Ces lieux sont associés à des épisodes d'inondation maximale de la plate-forme oxfordienne.

### Lagons protégés

Le taphogramme pour la micritisation en lagon protégé montre un regroupement assez bien contraint des différents échantillons analysés. La micritisation des foraminifères agglutinés est dominée par les grades taphonomiques 3 et 4, indiquant une prédominance dans les assemblages de tests modérément à fortement micritisés. Le TG2 est commun et le TG1 est absent à mineur. La micritisation est plus marquée dans les domaines à forte sédimentation carbonatée.

### c : Usure

Les taphofaciès d'usure analysés sur les foraminifères contenus dans les sédiments des sections oxfordiennes sont présentés sur la figure 7.6. Cette figure montre le

taphogramme acquis pour les lagons semi-restreints et protégés. L'usure des foraminifères dans ces lagons est relativement comparable. Elle montre une légère prédominance du TG3. Le TG2 est également abondant et variable. L'estimation de l'usure des foraminifères en lame mince est rendue difficile par la morphologie initialement arrondie des tests ainsi que par l'absence d'ornementation estimable sur une section de test. L'usure étudiée en lame mince d'échantillon rocheux a été considérée d'après les observations menées sur des lames minces faites sur des marnes. L'usure semble évoluer de façon synchrone avec le degré de micritisation. Ce trait taphonomique pour les foraminifères *Ammobaculites* et *Pseudocyclammina* ne peut pas être considéré comme critère efficace de la description d'un taphofaciès.

L'analyse de résidus de lavages et de lames minces n'a pas mis en évidence de perforation ni d'encroûtement de foraminifères du genre *Peneroplis*.

## 7.2.3 Taphonomie des échinodermes

### a : Fragmentation

Tous les échinodermes des lagons semi-restreints et protégés des sections oxfordiennes étudiées sont désarticulés, à l'exception du sommet de la section de Hautes-Roches. Les grades taphonomiques 3 et 4 constituent l'intégralité des grades décrivant la fragmentation des échinodermes. Il n'a pas été jugé utile d'en fournir un taphogramme.

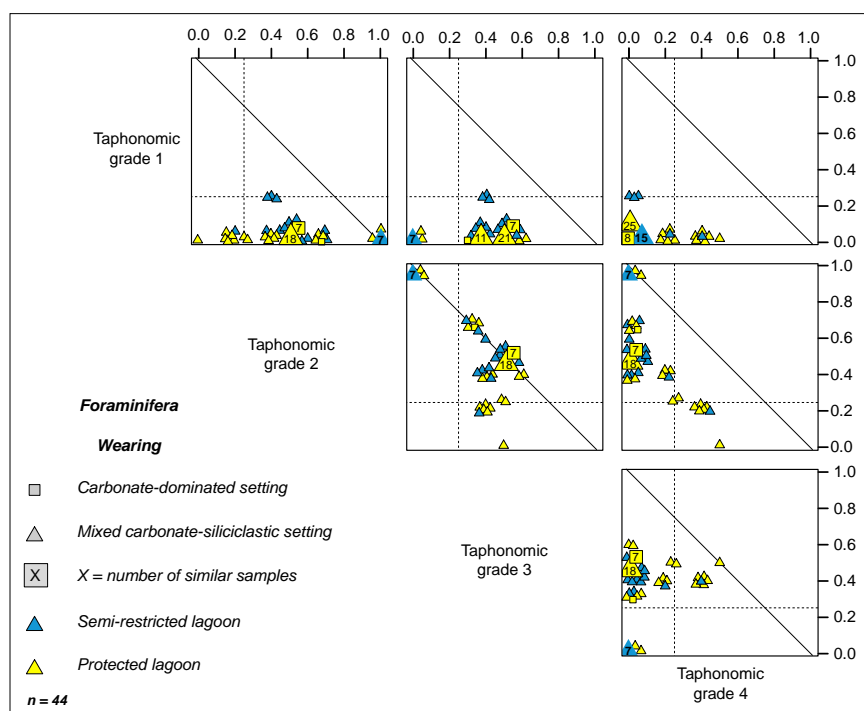
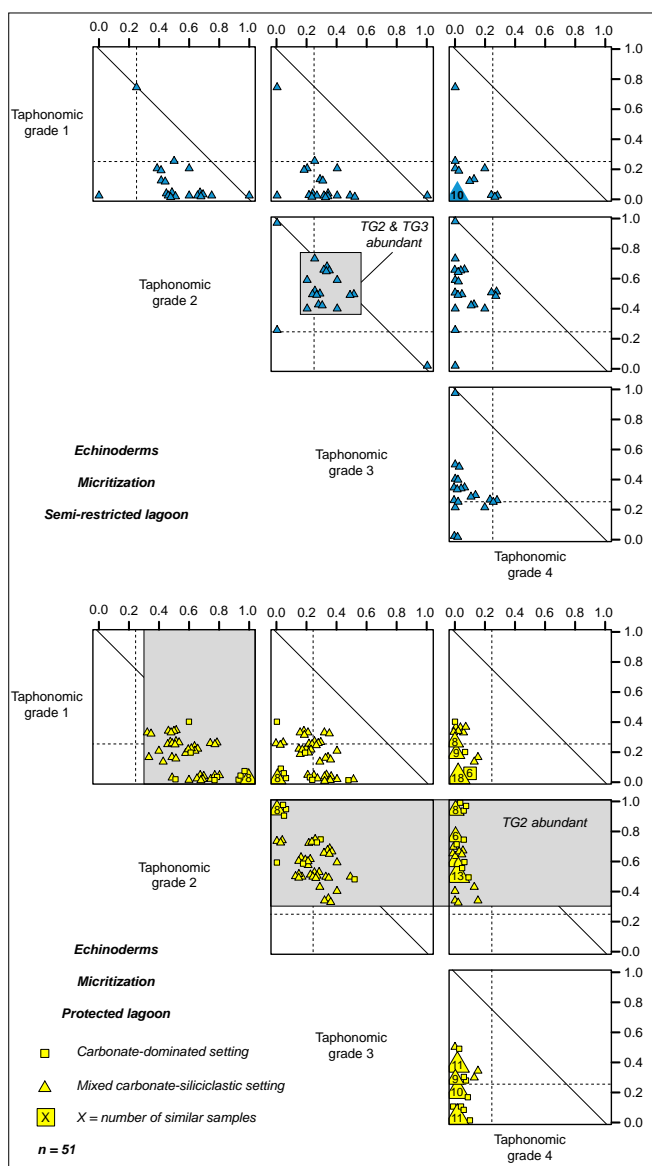


Fig. 7.6 - Taphogrammes de l'usure de foraminifères de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse



*b : Micritisation*

La micritisation des échinodermes s'effectue de façon assez similaire entre les lagons semi-restreints et protégés (Figure 7.7). Le TG2 domine les différents assemblages étudiés. Dans les lagons semi-restreints, il compose entre 40 et 75% des grades présents par échantillon. Dans les lagons protégés, la variabilité du TG2 est plus élevée. Il forme de 33 à 100% des taphofaciès. Le TG3 est commun tandis que le TG4 est généralement absent. Les sédiments de lagons semi-restreints des intervalles H4 et H5 contiennent quelques représentants du TG4. Toutefois, les débris d'échinodermes reconnus avec ce type d'altération sont des fragments d'une taille n'excédant pas 0,5 mm. Leur micritisation est diffuse et pénètre au sein de la structure cristalline sans toujours former une enveloppe micritique.

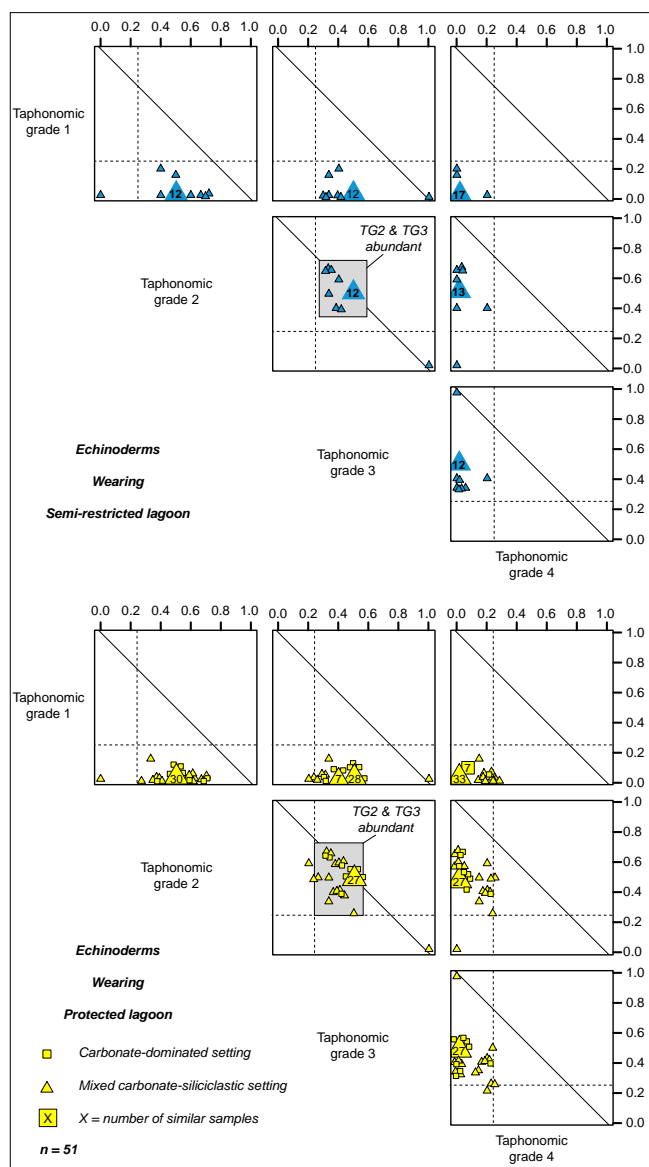


**Fig. 7.7** - Taphogrammes de la micritisation d'échinodermes de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

*c : Usure*

L'usure des échinodermes de lagons semi-restreints est légère à modérée (Figure 7.8). Le TG2 y représente entre 40 et 67% des grades présents dans les échantillons. Le TG3 constitue 33 à 50% des taphofaciès.

Dans les lagons protégés, les assemblages montrent une signature taphonomique similaire. Cependant, le taphogramme montre une dispersion des points plus élevée que dans le cas des lagons semi-restreints. Localement s'observent quelques résidus très abrasés. Leur distribution dans la colonne sédimentaire est aléatoire. Dans les sections étudiées, l'usure des échinodermes ne montre pas de changement significatif. Ce trait taphonomique est un outil peu efficace dans la compréhension de l'évolution des taphofaciès.



**Fig. 7.8** - Taphogrammes de l'usure d'échinodermes de lagons semi-restreints et protégés de l'Oxfordien du Jura suisse

*d : Perforation et encroûtement*

Ces deux traits taphonomiques sont exceptionnellement observés sur les débris d'échinodermes des sections de Hautes-Roches et Vorbourg. Dresser les taphogrammes correspondant ne serait pas significatif. Concernant la section de Hautes-Roches, des macroperforations sont visibles dans les échantillons HR26 et HR39. Dans la section de Vorbourg, elles sont plus fréquentes mais ne connaissent pas de distribution particulière. Des microperforations sont parfois visibles, en association avec des enveloppes micritiques. Aucune considération taxonomique n'a été faite. Les encroûteurs sont rarement observés.

**7.2.4 Taphonomie des coraux**

L'analyse taphonomique appliquée aux coraux extraits des sédiments des sections oxfordiennes apporte peu d'informations. Aucun taphogramme ne sera figuré pour ces organismes. La fragmentation dans les sections d'étude ne varie pas et est constamment modérée à forte. Les coraux situés au sommet de la section de Hautes-Roches font exception puisque ce lieu témoigne d'une phase d'installation de communautés coralliennes. L'évolution de la micritisation des coraux ne montre pas de variation particulière. Les débris coralliens sont dominés par une micritisation légère, n'excédant pas 25% de la surface disponible. L'usure est aussi peu informative et dominée par le grade taphonomique 3, hormis au sein des communautés au sommet de la section de Hautes-Roches. L'encroûtement biogénique et la perforation sont généralement absents, sauf au sommet de Hautes-Roches. Quelques débris dispersés dans les lagons protégés témoignés au sommet de la section de Vorbourg sont associés à divers micro-encroûteurs (e.g., *Lithocodium*, *Bullopore*).

**7.3 Taphofaciès des sédiments holocènes du Belize****7.3.1 Taphonomie des bivalves***a : Fragmentation*

Les taphofaciès de fragmentation analysés sur les bivalves des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.9. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

*Estrans tidaux*

Concernant la fragmentation des bivalves dans les estrans tidaux, un regroupement principal d'échantillons s'observe au lieu SPSM de la figure 7.9. Il comprend les échantillons issus des estrans de San Pedro et de Sueno del Mare. En ce groupe, le TG3 est toujours le dominant et compte en moyenne pour 36,5% du taphofaciès. Les TG2 et TG4 sont communs mais variables et connaissent des proportions variant entre 20 et 40%. Le TG1 est absent, à l'exception de quelques dépôts de tempête où des bivalves non fragmentés, voire articulés, sont préservés.

Les points hors du groupe SPSM correspondent à des échantillons contenant de 60 à 100% de bivalves fragmentés suivant le grade 3. Il s'agit des échantillons A3.1, A3.2, A3.5 de l'estran de San Pedro qui contiennent de rares bivalves. Cet état induit un biais analytique puisque dans ce cas seul un petit nombre de coquilles est observé, rendant les résultats moins significatifs et représentatifs. L'échantillon A11.10 de l'estran de Blackadore Caye montre également un comportement atypique reflétant le caractère particulier de cette île.

*Lagons restreints*

Le taphogramme acquis pour ces environnements montre une faible uniformité de la signature taphonomique. Les grades taphonomiques 2 et 4 sont les plus variables. Ils acquièrent des valeurs comprises respectivement entre 0 et 70, et 0 et 60% des grades en présence. Le TG3 constitue en moyenne 40% du taphofaciès. La fragmentation des bivalves la plus élevée se situe dans les échantillons issus du carottage P2 où les grades taphonomiques 3 et 4 comptent pour plus de 50% du taphofaciès. Ce lieu est situé en vis-à-vis de l'entrée du lagon restreint de Placencia et donc soumis à des épisodes de haute énergie et à un mélange de faunes marine et restreinte. Le TG1 est généralement absent, sauf en base du carottage P5 où les bivalves sont abondants et incorporés dans un sédiment boueux.

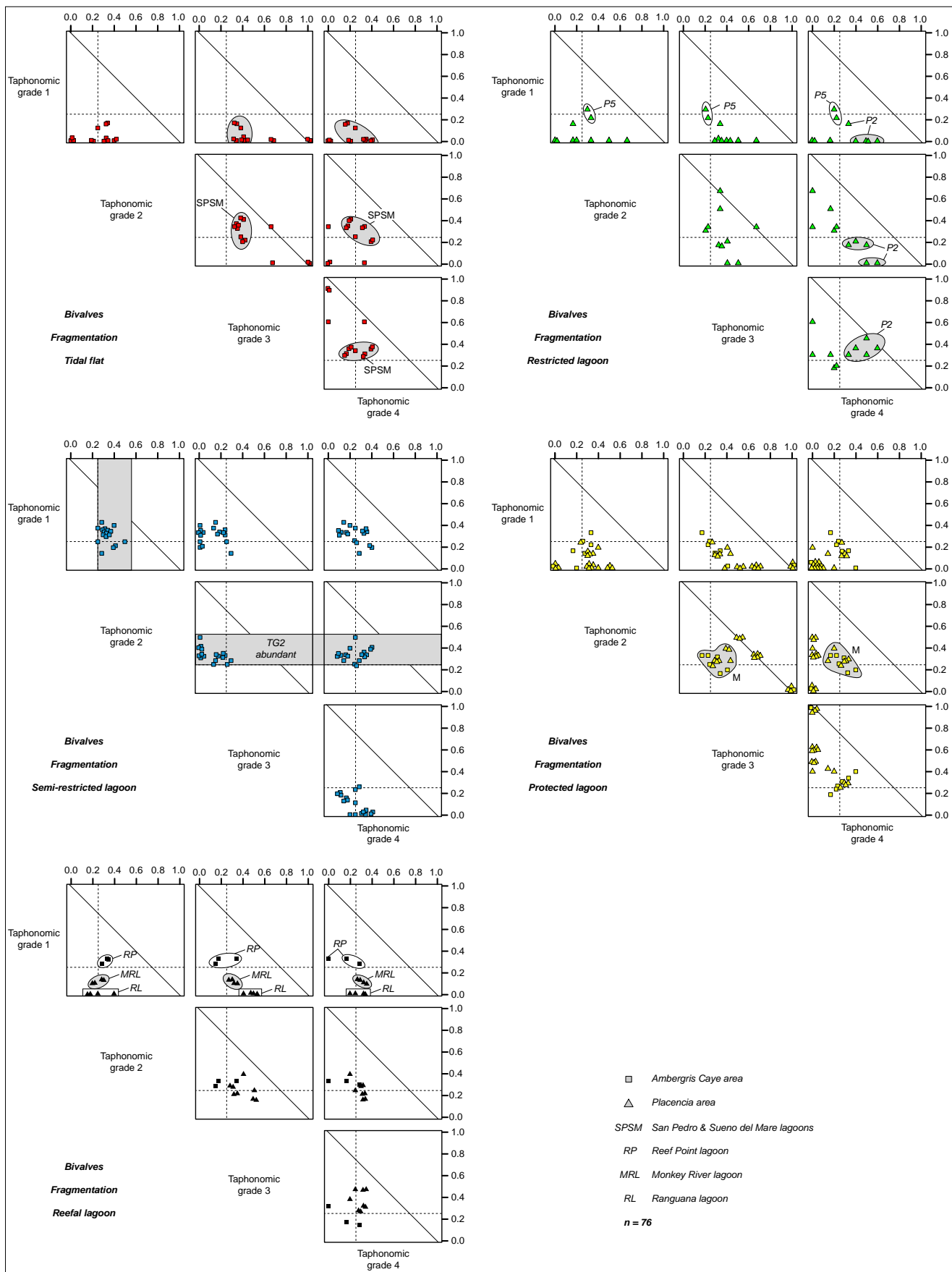


Fig. 7.9 - Taphogrammes de la fragmentation de bivalves d'estrains et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

### *Lagons semi-restreints*

La fragmentation des bivalves dans les lagons semi-restreints présente un fort regroupement de points. Ce groupe indique que les grades taphonomiques 1 et 2 dominent fréquemment le taphofaciès ; le TG2 étant le prédominant. Il forme généralement entre 25 et 40% des grades en présence. Le TG4 est commun, notamment dans les sédiments de la face sous le vent de Blackadore Caye.

### *Lagons protégés*

La fragmentation des bivalves dans les lagons protégés ne montre pas de tendance particulière. Il est cependant possible de distinguer un ensemble de points (groupe M) caractérisé par un important mélange des grades taphonomiques 1, 2, 3, 4 ; notamment pour les échantillons A2.5, P8.4, et ceux extraits des carottes A9 et P12. Il est à relever que les bivalves non fragmentés appartiennent soit à des échantillons de surface (A2.5, A12.6, P1.1), soit à des dépôts de tempêtes (P8.4), soit à des échantillons particulièrement riches en résidus coquilliers (P12.1, P12.4), soit à des niveaux enrichis en argiles (P12.3, P12.6) ou encore des sédiments soumis à l'activité de *Callianassa* (A9). Dans le carottage A2, un bivalve a été retrouvé en position de vie et entier. Ce point est à garder en mémoire du fait de son caractère exceptionnel.

Nombreux échantillons des lagons protégés de l'aire de Placencia contiennent des fragments de bivalves caractérisés uniquement par les grades taphonomiques 2 et 3. Dans ces échantillons les bivalves sont présents mais peu abondants. L'absence de TG4 pourrait être attribuée à une probabilité d'observation réduite par la faible teneur en bivalves.

### *Lagons sous influence récifale*

La fragmentation des bivalves échantillonnés à proximité de récifs coralliens en patch, frangeant ou de barrière est variable. Trois groupes se distinguent suivant la proportion de TG1 dans la signature taphonomique. Dans le lagon de Reef Point (groupe RP), les bivalves non fragmentés composent environ 30% du taphofaciès. Dans le lagon à proximité de la Monkey River (groupe MRL), seul 10% des coquilles de bivalves sont entières. Dans les sédiments lagunaires de Ranguana Caye (groupe RL), aucun bivalve entier n'a été retrouvé. Le grade dominant est TG3 dans les lagons de l'aire de Monkey River et de Ranguana.

### *b : Micritisation*

Les taphofaciès de micritisation analysés sur les bivalves des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.10. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

### *Estrans tidaux*

Le taphogramme correspondant aux estrans étudiés à Ambergris Caye montre que la micritisation est dominée par les grades taphonomiques 3 puis 2. Ils composent respectivement 33 à 67% et 25 à 50% du taphofaciès. Le grade taphonomique 1 est généralement absent. Quelques échantillons se distinguent par un TG1 représentant 20% des grades en présence. Le grade taphonomique 4 est soit égal à zéro, soit compris entre 18 et 35%. La micritisation la plus élevée s'observe dans l'échantillon A4.1 marquant le sommet du carottage A4. Ce carottage appartient à une flaque tidale de l'estran de San Pedro. Le sommet du carottage A3 montre également une micritisation accrue, mais dans une moindre mesure que dans le cas du carottage A4 (A3.2). Le carottage A10 montre une micritisation élevée, notamment dans les échantillons sommitaux du carottage contenant 25% de grains fortement micritisés. Ce lieu est relevé comme siège d'une inondation non pérenne et les sédiments associés sont très riche en eau.

### *Lagons restreints*

La micritisation des bivalves des échantillons du lagon restreint de Placencia se regroupe suivant un grade taphonomique 1 élevé, constituant plus de la moitié de la signature taphonomique d'un assemblage. Le grade taphonomique 2 est commun. De rares représentants du grade 3 s'observent.

### *Lagons semi-restreints*

Les signatures taphonomiques acquises dans les différents lagons semi-restreints montrent que les échantillons sont relativement similaires. Les grades taphonomiques 1 et 2 constituent plus de la moitié du taphofaciès des échantillons, indiquant une prédominance de coquilles pas à peu altérées. Les assemblages se distinguent principalement d'après le pourcentage du TG4 en présence. Les échantillons du « lagon de Chetumal » sont dépourvus de débris de bivalves fortement micritisés, à l'exception des échantillons A11.3 et A11.13. Les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye se distinguent par la présence de 10 à 20% de résidus squelettiques fortement micritisés.

### *Lagons protégés*

La micritisation des bivalves de lagons protégés est fortement variable. Bien qu'aucune généralisation ne puisse être menée en ces lieux, deux remarques peuvent être fournies. La première relève la présence commune de coquilles de bivalves non micritisées dans certains échantillons. Ces derniers proviennent soit de sédiments de surface de lagons (A2.5, A12.6, P12.3, P12.6), soit de dépôts de tempête (P8.2), soit de niveaux fortement coquilliers (P12.1) ou soumis à bioturbation (A9.1, A9.2, P12.2) ou encore de la flèche de Placencia (P1.1, P1.2).

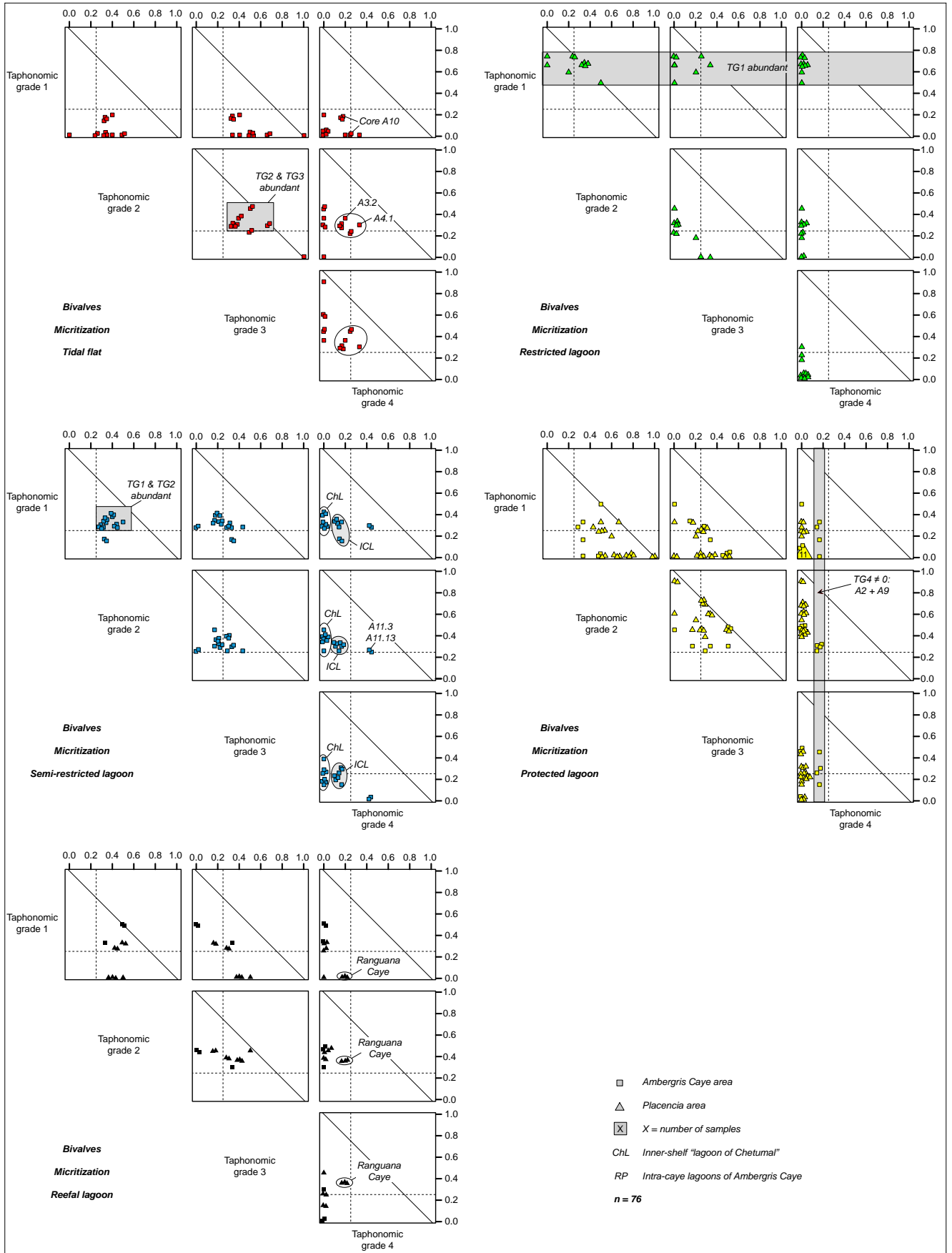


Fig. 7.10 - Taphogrammes de la micritisation de bivalves d'estrains et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

La seconde particularité est que les échantillons les plus fortement micritisés appartiennent à l'aire d'Ambergris Caye (A2.2, A2.5, A9.1, A9.2).

#### ***Lagons sous influence récifale***

La micritisation des bivalves de lagons sous influence récifale est variable. Dans les lagons de Reef Point et de Monkey River, elle est dominée les grades taphonomiques 1 et 2. Le grade 3 varie fortement selon l'échantillon considéré. Le TG4 est absent, à l'exception des échantillons prélevés en périphérie de l'île de Ranguana.

#### *c : Usure*

Les taphofaciès d'usure analysés sur les bivalves des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.11. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

#### ***Estrans tidaux***

L'usure des bivalves d'estrans tidaux se caractérise par une prédominance de fragments modérément usés selon le TG3. Les grades 2 et 4 sont communs tandis que le grade 1 est absent, à l'exception d'échantillons inclus dans des dépôts de tempête.

#### ***Lagons restreints***

L'usure des bivalves de lagons restreints est classiquement représentée par les grades taphonomiques 2 et 3. Quelques points se distinguent : les uns par un TG1 non nul, ces points appartiennent au niveau de base du carottage P5 situé à l'extrémité ouest du lagon de Placencia ; les autres par un TG4 non nul, ces points sont issus du carottage P2 situé à l'entrée du lagon de Placencia.

#### ***Lagons semi-restreints***

L'usure des bivalves de lagons semi-restreints est principalement représentée par les grades taphonomiques 1 et 2 qui composent au minimum 50% du taphofaciès. La dispersion des points se fait principalement suivant les grades taphonomiques 3 et 4. Concernant ces grades, un regroupement des échantillons des lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye peut être mis en avant. L'usure moyenne est légèrement supérieure dans le lagon de Catena que dans celui de San Pedro. L'usure la plus marquée s'effectue au sein du lagon de la face sous le vent de Blackadore Caye (groupe 1 du paragraphe 6.3.4) et au niveau de la barre sableuse de cette île (échantillon A11.13).

#### ***Lagons protégés***

L'usure des bivalves de lagons protégés montre une forte variabilité. Les taphofaciès sont principalement composés des grades taphonomiques 2 et 3. Les échantillons les plus abrasés appartiennent à l'aire d'Ambergris Caye. Les bivalves non usés sont soit absents, soit composent une faible proportion du taphofaciès. Ce dernier cas est surtout reconnu dans des sédiments soit prélevés en surface (A2.5, A12.6), soit dans des accumulations coquillères denses (P12.1, P12.4), soit dans des sédiments associés à l'activité de *Callianassa* (A9.1, A9.2), soit dans des niveaux riches en argiles (P12.3) ou encore au niveau de la flèche de Placencia (P1.1, P1.2).

#### ***Lagons sous influence récifale***

L'usure des bivalves prélevés à proximité de récifs est assez variable. Une prédominance des grades taphonomiques 2 et 3 s'observe, sans toutefois qu'un lien clair entre les différents environnements investigués puisse être énoncé. Le TG1 est absent à faible, hormis dans le lagon de Reef Point où il atteint au maximum 30%.

#### *d : Perforation*

Des macroperforations de bivalves sont surtout présentes dans les lagons ouverts. Les ichnofossiles correspondantes sont *Entobia*, *Oichnus* et *Caulostrepsis*. La diversité la plus élevée est enregistrée dans les sédiments à proximité de l'embouchure de la Monkey River. Le « lagon de Chetumal » dispose des traces *Oichnus*, nées de l'activité de prédation par des gastéropodes. Elles se situent au niveau de la face sous le vent de Blackadore Caye et à proximité du chenal de San Pedro. Les microperforations sont relativement communes notamment en zone d'estran et de lagon ouvert. Aucun taphogramme n'est proposé.

#### *e: Encroûtement biogénique*

L'encroûtement biogénique n'a pas été observé dans les estrans et les lagons restreints. Ce trait s'exprime surtout dans le « lagon de Chetumal » par des populations de serpules et en lagons ouverts par des populations d'*Homotrema rubrum*, de serpules et de bryozoaires. Les taphogrammes correspondant étant peu informatifs ne sont pas figurés.

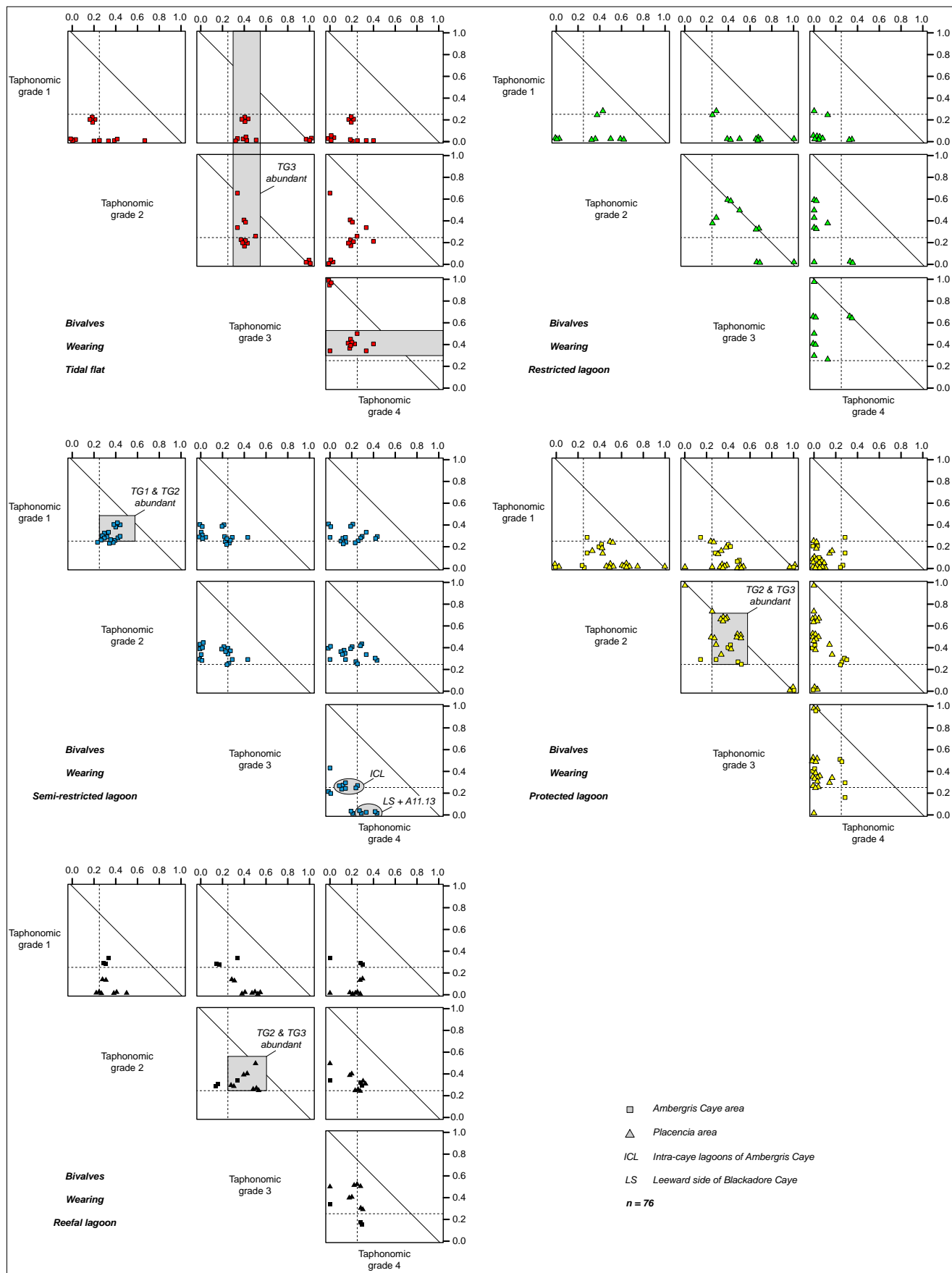


Fig. 7.11 - Taphogrammes de l'usure de bivalves d'estrants et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

### 7.3.2 Taphonomie des gastéropodes

#### a : Fragmentation

Les taphofaciès de fragmentation analysés sur les gastéropodes des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.12. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

##### *Estrans tidaux*

Le taphogramme des gastéropodes d'estrans montre une forte dispersion des points qui reflète une fragmentation variable selon les échantillons. Deux observations peuvent être effectuées. La première est que le TG3 est toujours présent suivant une proportion supérieure à 25% des grades en présence tandis que les grades 2 et 4 sont fortement variables. La seconde est que le TG1 est nul, à l'exception de quelques gastéropodes entiers trouvés en base de certains dépôts de tempête.

##### *Lagons restreints*

Le taphogramme de fragmentation des gastéropodes de lagons restreints ne montre pas de signature commune pour les différents échantillons. Les gastéropodes les plus fragmentés sont issus de la carotte P2 située à l'entrée du lagon restreint de Placencia et soumis à une influence marine marquée en cas de tempêtes. Des gastéropodes non fragmentés sont retrouvés dans cette carotte. Ce mélange contrasté de coquilles traduit les deux origines de l'apport sédimentaire en ce lieu de carottage, c'est-à-dire une production de coquille *in situ* qui sont rapidement enfouies et préservées de la fragmentation, et une influence liée à des événements de haute énergie de milieux ouverts. La carotte P5 contient environ 25% de coquilles entières. Le sédiment argileux composant cette carotte offre une bonne capacité de préservation de coquilles.

##### *Lagons semi-restreints*

Le taphogramme de fragmentation de gastéropodes de lagons semi-restreints montre un regroupement d'échantillons contraints par les grades taphonomiques 1 et 2. Le TG2 compte pour 33 à 50% du taphofaciès, le TG1 pour 25 à 40%. Les grades 3 et 4 sont variables avec des proportions allant de 0 à 33%. Le grade taphonomique 4 compose plus de 25% des grades en présence dans les sédiments du lagon de la face sous le vent de Blackadore Caye. Ce lieu est caractérisé par un substratum pleistocène peu profond, responsable d'un faible potentiel d'accumulation sédimentaire.

##### *Lagons protégés*

La fragmentation des gastéropodes de lagons protégés est assez variable. Il est cependant possible de distinguer un large regroupement d'échantillons. La

signature taphonomique y est dominée par les grades taphonomiques 2 puis 3. Les autres grades ont une forte variabilité. Ce diagramme permet principalement de constater que la fragmentation des gastéropodes en lagons protégés est formée d'un mélange conséquent de grades taphonomiques. Les sédiments disposant de coquilles entières, c'est-à-dire du TG1, sont soit des dépôts prélevés en surface (A2.5, A12.6), soit de tempête (P8.4, P9.1), soit coquilliers denses (P12.4), soit riches en argiles (P12.6) ou affectés de bioturbation par des *Callianassa* (carotte A9).

##### *Lagons sous influence récifale*

Le taphogramme de fragmentation des gastéropodes de lagons sous influence récifale montre un regroupement principal de points. Les échantillons le composant sont caractérisés par un TG2 abondant et bien contraint, dont les proportions varient entre 25 et 33% des grades en présence. Le TG4 dispose d'une représentation similaire tandis que le TG3 est légèrement plus variable. La fragmentation est ici caractérisée par un mélange marquée des grades 2, 3 et 4. Le TG1 est absent ou mineur.

#### b : Micritisation

Les taphofaciès de micritisation analysés sur les gastéropodes contenus dans les sédiments des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.13. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

##### *Estrans tidaux*

Les taphogrammes de micritisation indiquent que les gastéropodes sont principalement observés à l'état de TG3 dans les estrans tidaux. Ce grade compose entre 33 et 60% du taphofaciès. Le TG2 est également bien représenté puisqu'il compose de 20 à 40% de la signature reconnue pour les échantillons prélevés. Les résidus non micritisés sont rares et associés à la base de dépôts de tempête. Le TG4 est soit nul, soit constitue 20 à 25% du taphofaciès. Dans les échantillons A3.1 et A11.11, correspondant aux sédiments de surface des carottes A3 et A11, une micritisation intense est notable.

##### *Lagons restreints*

Le taphogramme de micritisation des gastéropodes du lagon restreint de Placencia montre que ce trait taphonomique s'exprime peu dans cet environnement. En effet, le TG1 domine une grande partie des échantillons et représente 50 à 75% des grades présents. Le TG2 est commun et constitue selon l'échantillon de 25 à 60% du taphofaciès. Seuls certains échantillons prélevés dans le carottage P6 présentent une micritisation modérée.



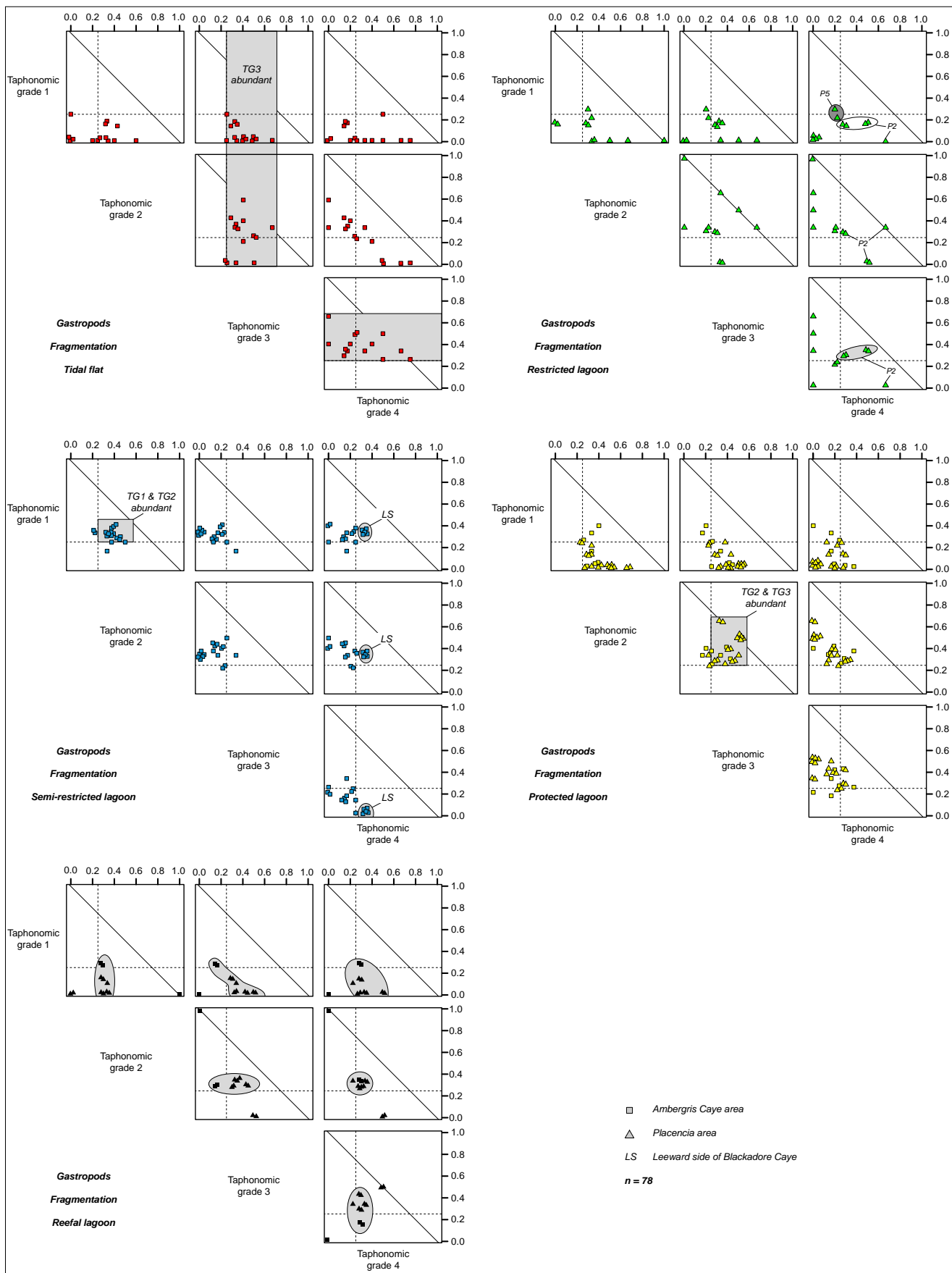


Fig. 7.12 - Taphogrammes de la fragmentation de gastéropodes d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

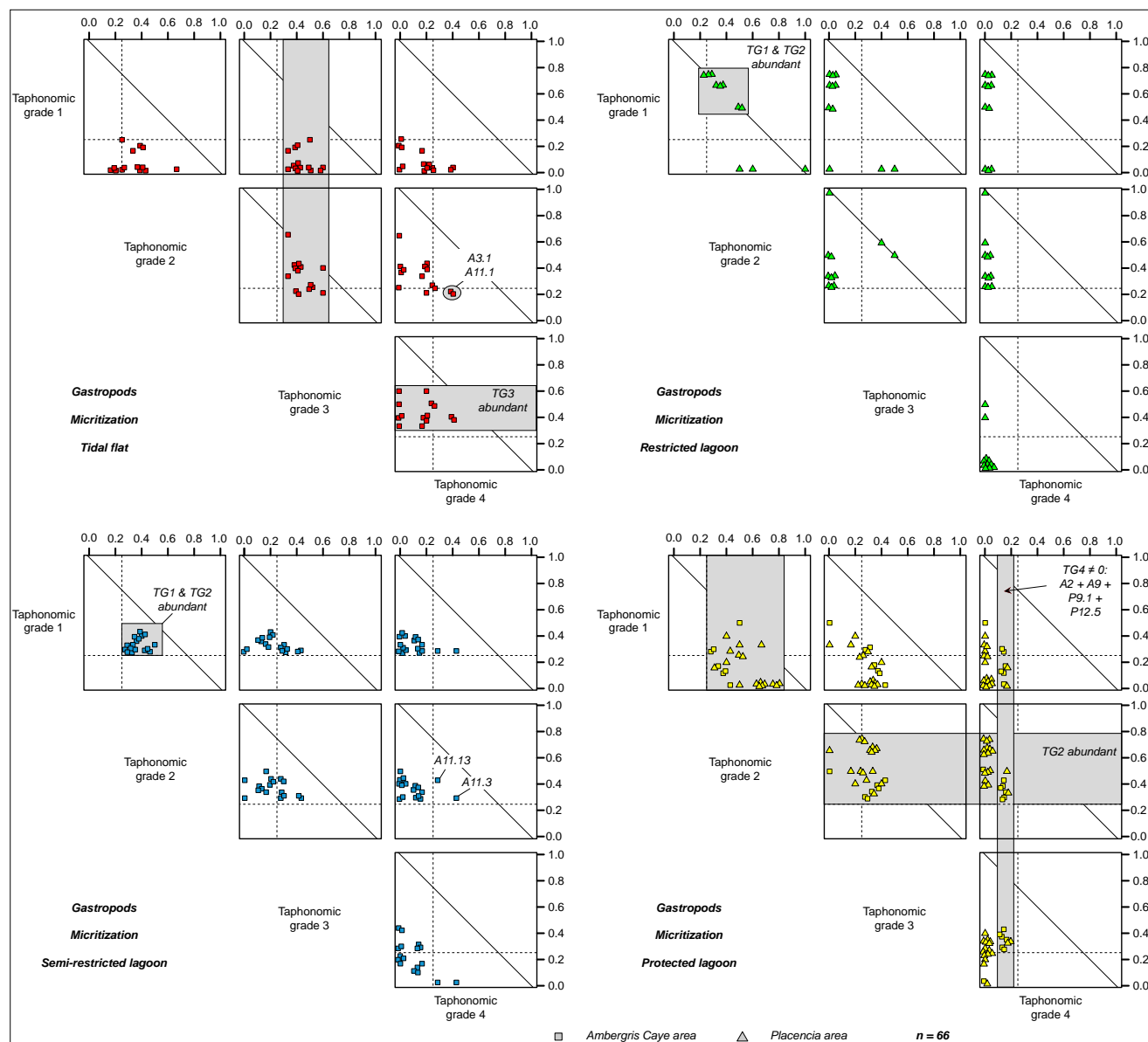


Fig. 7.13 - Taphogrammes de la micritisation de gastéropodes d'étrangers et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

### Lagons semi-restreints

La micritisation des gastéropodes des lagons semi-restreints d'Ambergris Caye est dominée par les grades taphonomiques 1 et 2. Chacun de ces grades forme de 28 à 40% des taphofaciès étudiés. Les grades taphonomiques 3 et 4 sont relativement moins abondants et font état de teneur variable suivant l'échantillon considéré. Les échantillons A11.3 et A11.13 se distinguent du fait de leur teneur élevée en éléments fortement micritisés. Ces échantillons sont situés respectivement en zone de déferlement de vagues et sur une barre sableuse de Blackadore Caye.

### Lagons protégés

La micritisation des gastéropodes de lagons protégés montre une variabilité élevée. En dépit de ces variations, une prédominance du TG2 peut être constatée. Selon les échantillons, ce grade compose 28 à 75% des grades présents dans un assemblage. Les grades taphonomiques 1 et 3 sont variables et constituent chacun de 0 à 50% des taphofaciès. Le TG4 est absent, sauf dans le cas des échantillons issus de l'aire d'Ambergris Caye et de deux échantillons prélevés à Placencia. Cela indique que la micritisation est généralement plus élevée dans les environnements à sédimentation carbonatée que dans les milieux sous l'influence de composés silicoclastiques.

**Lagons sous influence récifale**

Dans les assemblages fauniques étudiés à proximité de récifs au Belize, la moitié des gastéropodes sont légèrement micritisés. Ils sont associés à des proportions variables de gastéropodes dépeints par les grades taphonomiques 1 et 3. Les résultats obtenus pour ce trait étant peu informatifs ne sont pas représentés par un taphogramme.

*c : Usure*

Les taphofaciès d'usure analysés sur les gastéropodes des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.14. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

**Estrans tidaux**

Le diagramme de répartition des échantillons contenant des gastéropodes dans les estrans tidaux ne dispose pas de regroupement caractéristique. L'usure est dominée par le TG3, très variable, qui compose de 33 à 100% du taphofaciès. Le TG1 est généralement absent.

**Lagons restreints**

Le taphogramme de lagons restreints montre que les gastéropodes des différents échantillons ne suivent pas un mode unique d'usure. Les grades taphonomiques 2 et 3 sont fortement variables et dans la majorité des cas ils dominent les taphofaciès. Les TG1 et TG4 sont soit absents soit peu représentés. Seul l'échantillon P2.4 montre un résidu de gastéropode usé suivant le TG4. Cet échantillon appartient au carottage prélevé à l'entrée du lagon restreint de Placencia.

**Lagons semi-restreints**

Le diagramme correspondant aux gastéropodes des lagons semi-restreints d'Ambergris Caye présente un regroupement de points contraint par les grades taphonomiques 1 et 2 ; chacun composant de 20 à 40% des taphofaciès. Certaines coquilles montrent une préservation de l'éclat et de la couleur. Les grades 3 et 4 sont variables et fluctuent respectivement de 0 à 50% et de 0 à 25%. L'usure la plus accentuée est enregistrée dans les sédiments du lagon intra-insulaire de Catena et de la face sous le vent de Blackadore Caye. Ces lagons se caractérisent par un substrat pléistocène proche de l'interface eau/sédiment entraînant un espace d'accommodation très limité.

**Lagons protégés**

Le taphogramme des lagons protégés montre une forte dispersion de points. Cela indique que les gastéropodes analysés ne sont pas caractérisables par un modèle d'usure particulier. Les seules similitudes concernent la prédominance des grades taphonomiques 2 et 3. Ces derniers constituent respectivement 22 à 66% et 22 à 60% des taphofaciès analysés. Les coquilles non usées sont associées à des dépôts de tempête (P8.4), des sédiments de surface (A2.5, A12.6), des niveaux coquilliers denses (P12.4), des sédiments marqués par l'activité de *Callianassa* (carottage A9) ou à la flèche de Placencia (P1).

**Lagons sous influence récifale**

La signature taphonomique des gastéropodes issus de contextes récifaux est surtout dominée par le TG3 qui compte en moyenne pour 43% des grades en présence. Le TG2 puis le TG4 sont moins représentés, mais peuvent être communs créant ainsi une signature marquée par un mélange conséquent de grades taphonomiques. Les gastéropodes non usés sont rares.

*d : Perforation*

La perforation des gastéropodes est surtout relevée dans les lagons ouverts d'Ambergris Caye et de Placencia où elle est témoinnée par l'ichnofossile *Oichnus*. La face au vent de Blackadore Caye montre de nombreuses traces de prédation par des crabes. La microperforation est un processus commun, dont l'intensité croît avec l'ouverture du milieu ou la proximité du lieu d'apport silicaté.

*e: Encroûtement biogénique*

Des gastéropodes encroûtés sont observés dans les lagons semi-restreints et ouverts. Ils y sont cependant assez peu développés. Ce trait est le plus abondant dans le « lagon de Chetumal », où un échantillon peut être composé pour moitié de gastéropodes encroûtés suivant les TG2 et/ou 3. Les encroûteurs sont principalement des petites serpules. Dans les lagons ouverts, les serpules existent également mais elles partagent l'espace disponible avec des populations d'*Homotrema rubrum* et des bryozoaires. Le développement d'encroûteurs est important en surface de lagons protégés de l'aire de Placencia et de lagons proche de récifs.

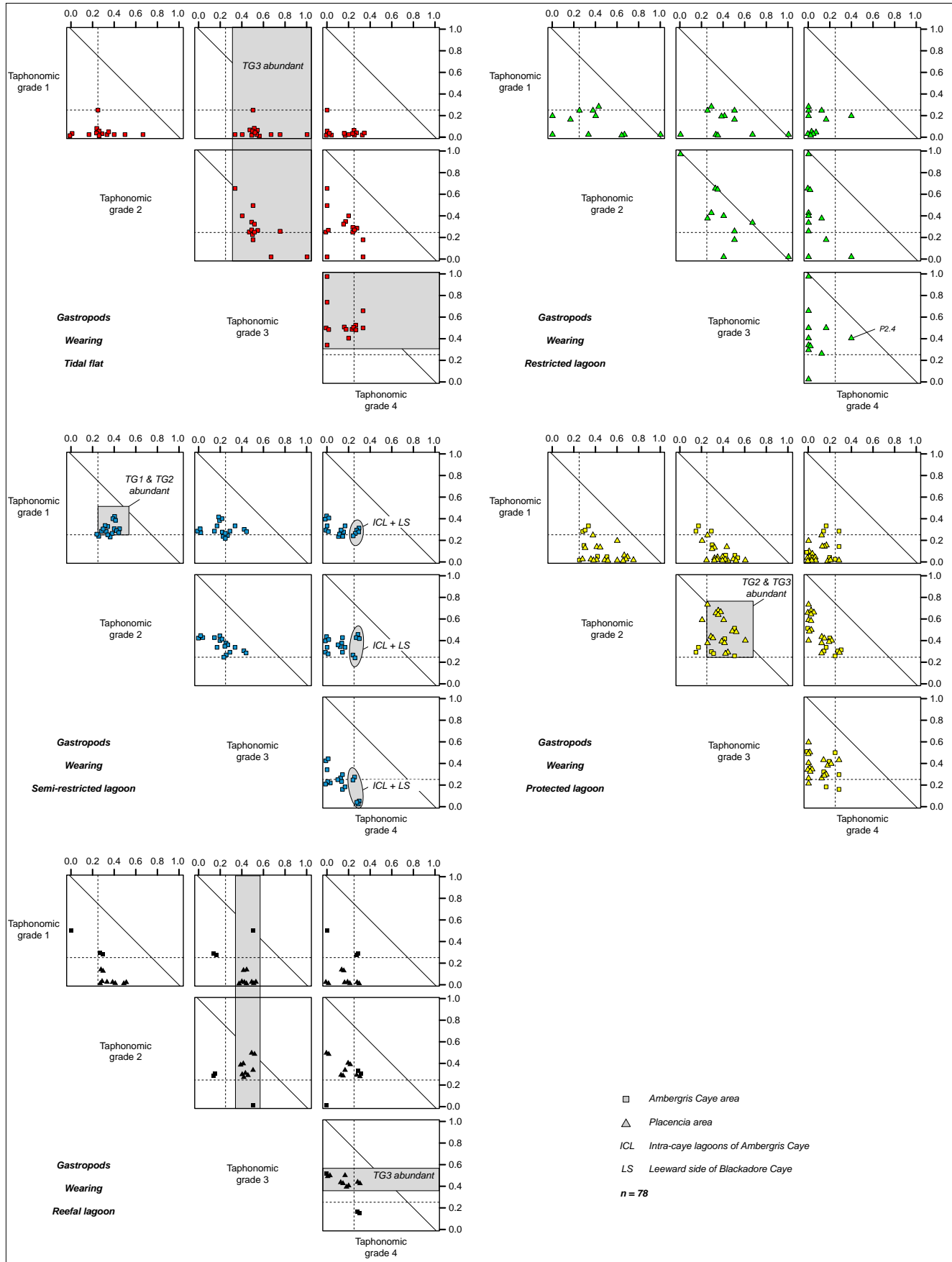


Fig. 7.14 - Taphogrammes de l'usure de gastéropodes d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

### 7.3.3 Taphonomie des foraminifères (*Peneroplis*)

#### a : Fragmentation

Les taphofaciès de fragmentation analysés sur les *Peneroplis* des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.15. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

#### Estrans tidaux

La fragmentation des foraminifères observés dans les dépôts d'estran ne se caractérise pas par une signature

taphonomique particulière. Les différents échantillons sont répartis avec une forte variabilité suivant les grades taphonomiques 2, 4, puis 3. Le TG1 est principalement absent.

#### Lagons semi-restreints

Le taphogramme de fragmentation des *Peneroplis* des lagons semi-restreints d'Ambergris Caye montre un regroupement principal d'échantillons. Les foraminifères sont dominés par les grades 1 et 2 indiquant une fragmentation nulle à faible. Les proportions pour chacun de ces grades varient entre 28 et 43%. Le TG3 compose 16 à 28% des taphofaciès. Le TG4 est faible.

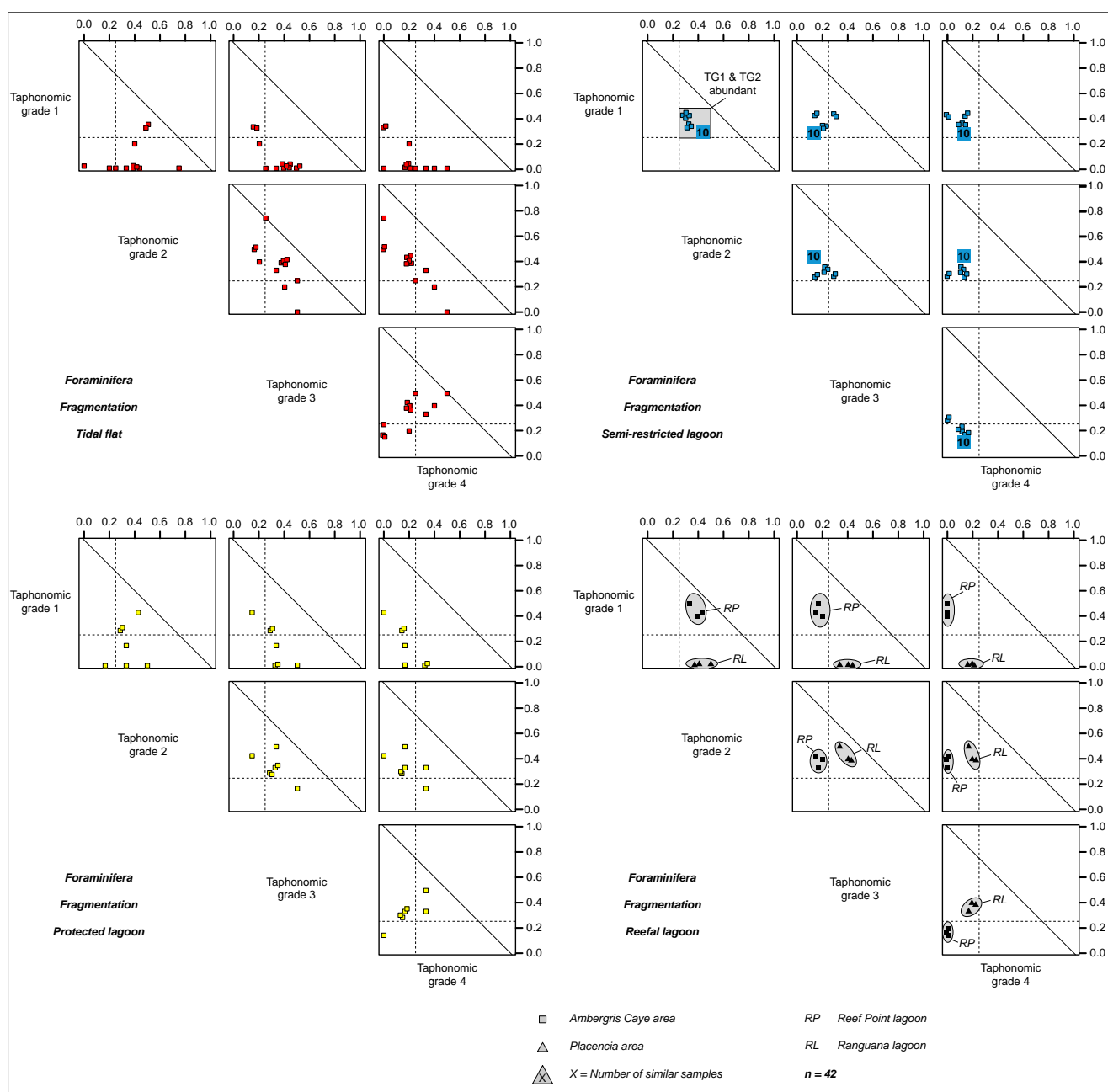


Fig. 7.15 - Taphogrammes de la fragmentation de foraminifères *Peneroplis* d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

**Lagons protégés**

Le diagramme correspondant aux *Peneroplis* de lagons protégés ne montre pas de tendance particulière en termes de fragmentation. Les grades taphonomiques 2 et 3 dominent légèrement les taphofaciès. Les *Peneroplis* sont peu abondants dans ces environnements.

**Lagons sous influence récifale**

La fragmentation des *Peneroplis* trouvés en contexte récifal se répartie suivant deux ensembles de points. L'un correspond au lagon de Reef Point (RP) ; il se caractérise principalement par des tests pas à peu fragmentés. Le second correspond à l'aire de Ranguana Caye (RL) et montre une fragmentation plus élevée. Les foraminifères entiers y sont absents. Les grades 2 et 3 dominent les assemblages.

La fragmentation dans les lagons sous influence récifale est donc variable et ne montre pas de signature caractéristique.

**b : Micritisation**

Les taphofaciès de micritisation analysés sur les foraminifères *Peneroplis* des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.16. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

**Estranstidaux**

Le taphogramme de distribution des échantillons d'estrans montre une disparité élevée concernant la micritisation des *Peneroplis*. Les grades 2, 3 et 4 sont variables. Le TG1 est principalement absent. Une distinction peut-être faite entre deux sous-ensembles d'après l'abondance du TG4. Le premier groupe se caractérise par l'absence de ce grade. Il inclut les échantillons issus des carottes A3 et A10. Le second sous-ensemble regroupe les carottages A4 et A11 pour lesquels le TG4 est commun, puis devient abondant dans les échantillons sommitaux de ces carottes.

**Lagons semi-restreints**

Le diagramme de répartition d'échantillons de lagons semi-restreints montre un regroupement bien contraint par le grade taphonomique 1 qui compte en moyenne pour 30% des grades en présence. Les grades 2, 3 et 4 disposent de proportions variables. Leurs proportions relatives permettent de distinguer deux sous-ensembles. Le premier est composé de *Peneroplis* prélevés dans les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye (ICL) et entre les îles de Blackadore et Ambergris (Groupe B sur la figure 7.16). Ce groupe se caractérise par une micritisation modérée, avec moins de 25% de *Peneroplis* micritisés suivant le TG4. Le second sous-ensemble correspond aux échantillons de la face sous le vent de

Blackadore Caye, de la flèche sableuse de cette île et de l'échantillon A11.17 (groupe A sur la figure 7.16). Ce groupe se démarque par une micritisation élevée.

**Lagons protégés et sous influence récifale**

Dans les lagons protégés d'Ambergris Caye, la micritisation des *Peneroplis* est dominée par le TG2. Il constitue entre 33 et 50% des grades en présence dans un assemblage. Les grades 1 et 3 sont variablement représentés. Le TG4 est absent à mineur.

Le taphogramme de lagons sous influence récifale est comparable aux lagons protégés. Toutefois, le TG2 est plus abondant et compte pour 40 à 67% des taphofaciès, tandis que le TG4 est absent.

**c : Usure**

Les taphofaciès d'usure analysés sur les *Peneroplis* contenus dans les sédiments des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.17. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

**Estranstidaux et lagons ouverts**

D'après les taphogrammes, l'usure dans les estranstidaux, les lagons protégés et sous influence récifale est comparable. Elle se distingue par des grades taphonomiques 3 et 2 dominants. Les lagons ouverts sont le milieu d'origine des sédiments d'estrans. Les taphofaciès de lagons ouverts disposent parfois de *Peneroplis* non usés caractérisés par un TG1 non nul.

**Lagons semi-restreints**

Les analyses des lagons semi-restreints d'Ambergris Caye fournissent un taphogramme distinct de ceux acquis dans les autres milieux de dépôt. Dans ces lagons, les assemblages sont relativement homogènes et dominés par les grades taphonomiques 1 et 2. Ces derniers comptent respectivement pour 25 à 33% et 28 à 50% des grades en présence. Le TG4 dispose d'une forte variabilité. L'intensité maximale de la micritisation s'observe dans les échantillons du lagon de la face sous le vent de Blackadore Caye et au niveau de la barre sableuse migrant en la partie méridionale de l'île.

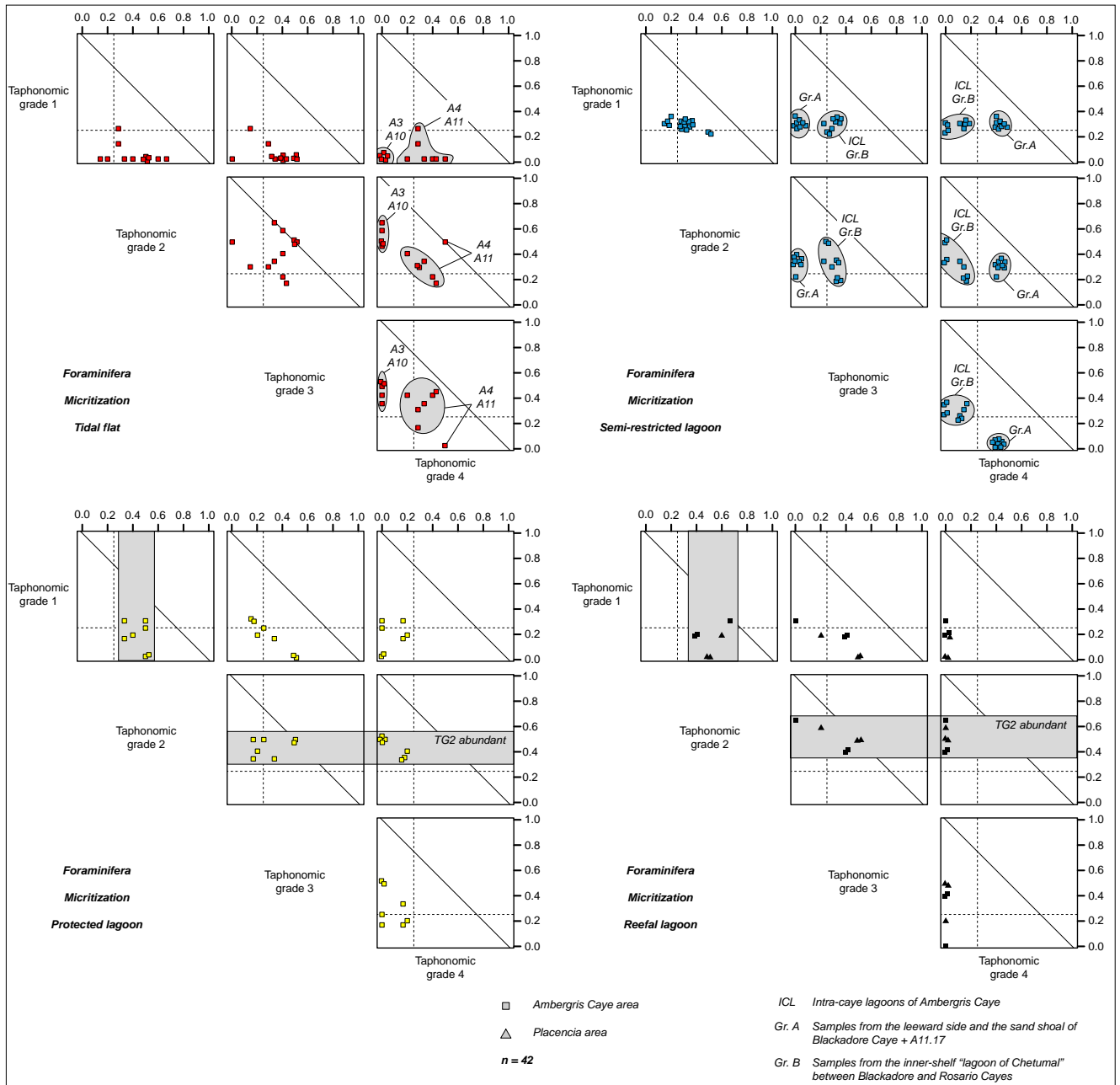


Fig. 7.16 - Taphogrammes de la micritisation de foraminifères *Peneroplis* d'estrains et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

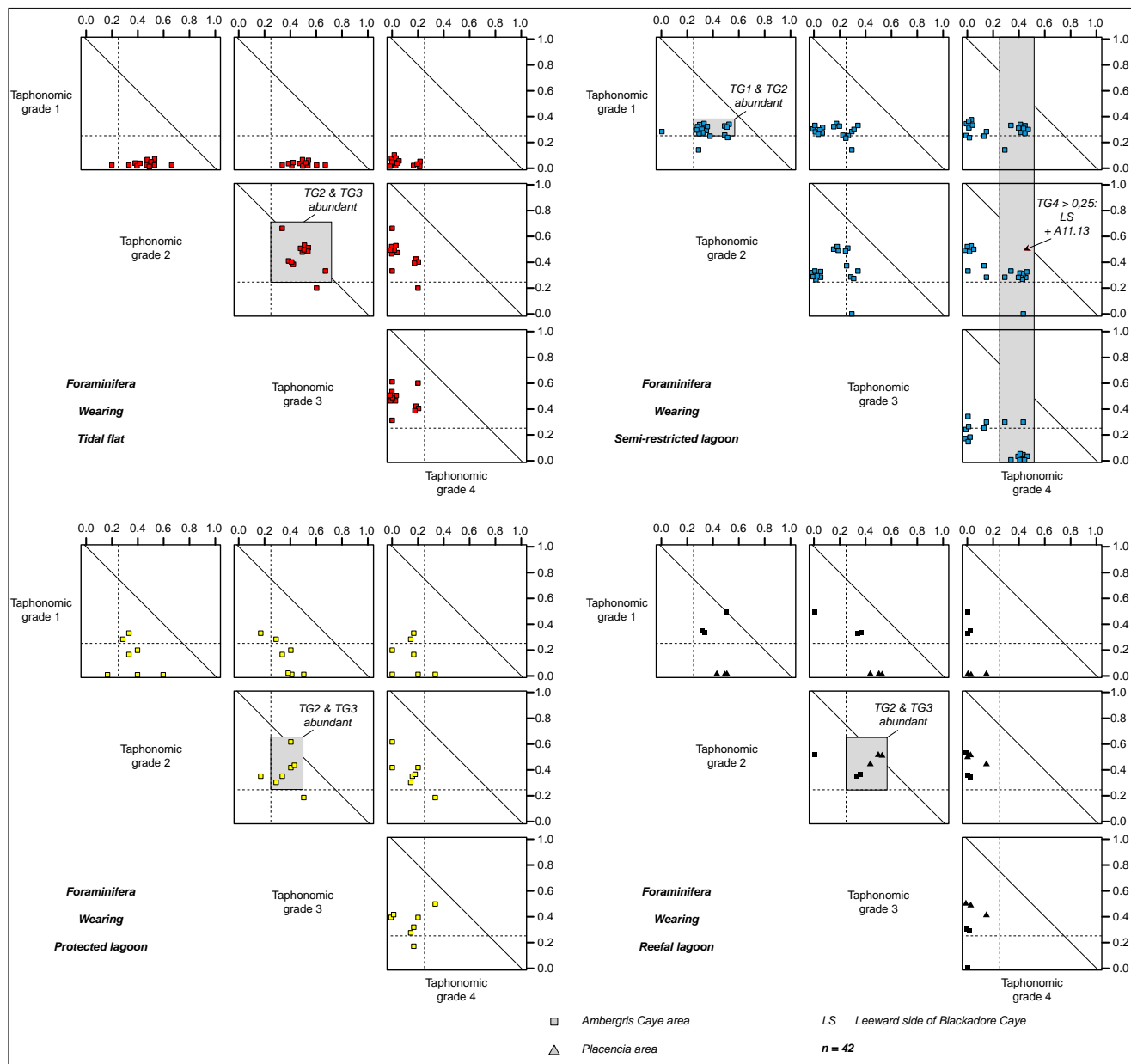


Fig. 7.17 - Taphogrammes de l'usure de foraminifères *Peneroplis* d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize





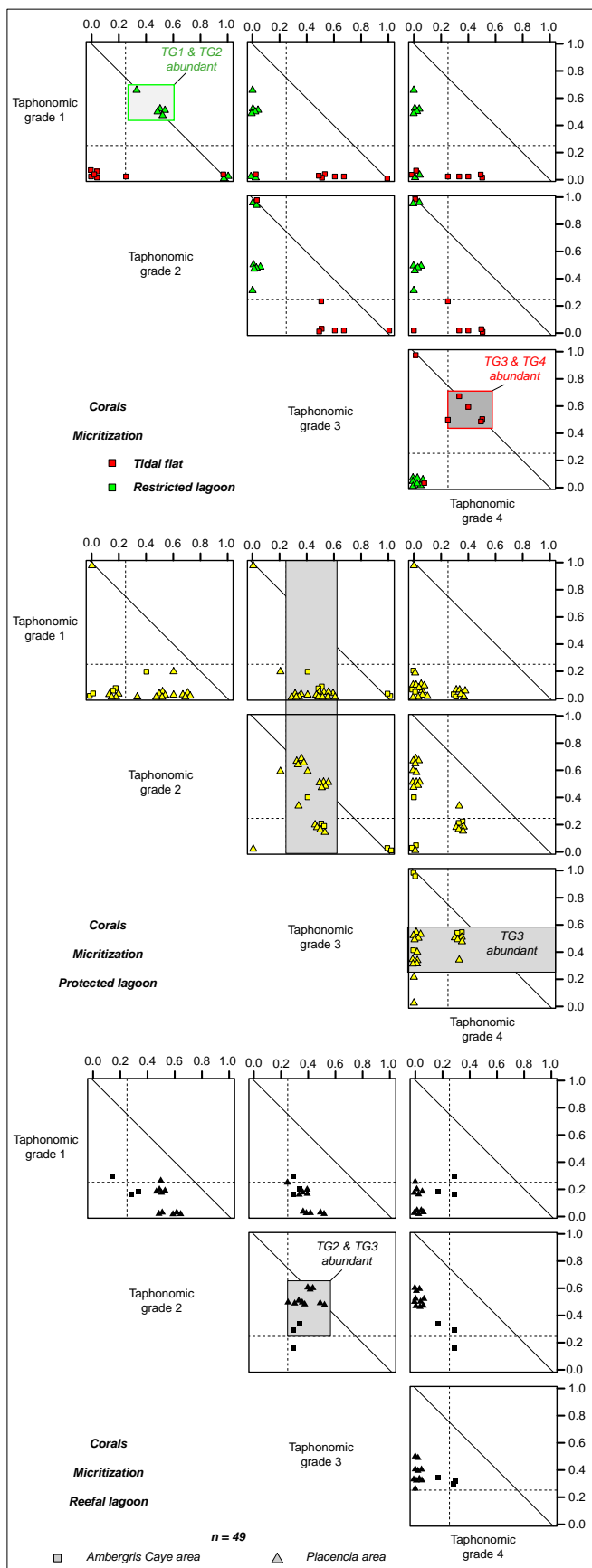


Fig. 7.19 - Taphogrammes de la micritisation de coraux d'estrands et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

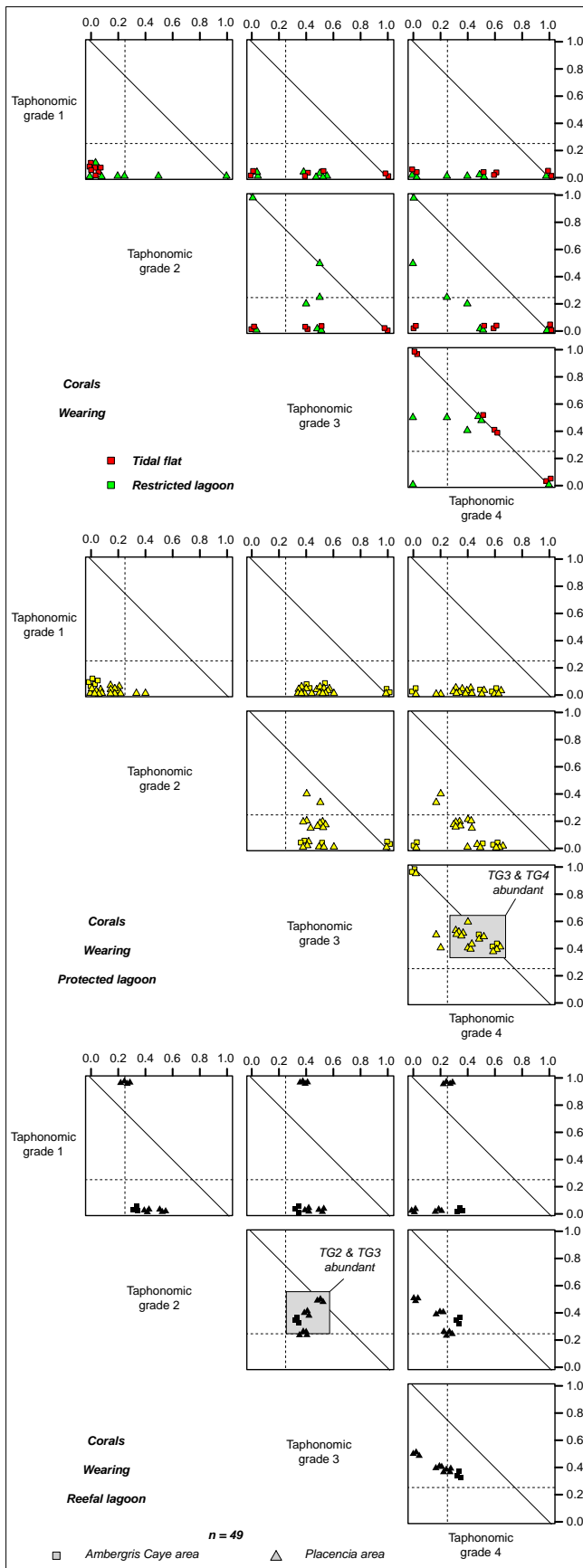


Fig. 7.20 - Taphogrammes de l'usure de coraux d'estrands et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

démantèlement de coraux. En effet, dans les lagons sous influence récifale une fraction conséquente de coraux pas à peu altérés est constatée, ainsi qu'un mélange accru de grades taphonomiques.

**Remarque :** Dans ce paragraphe, il est important de noter que la micritisation atteint un degré élevé uniquement sur les débris les plus fragmentés de corail. Lorsque les fragments coralliens sont peu fragmentés, la micritisation observée est légère. Une relation semble exister entre le degré de fragmentation et de micritisation. Cependant, dans les lagons restreints les coraux sont fortement fragmentés mais peu micritisés. La micritisation est un processus efficace dans les environnements ouverts, qui affecte d'autant plus rapidement les résidus de coraux qu'ils sont fortement fragmentés. Enfin, dans les estrans tidaux, l'influence météorique accroît la vitesse de dissolution des résidus coralliens.

### c : Usure

Les taphogrammes d'usure montrent que ce trait est dominé par une usure modérée à forte des résidus coralliens dans les estrans tidaux, les lagons restreints et protégés. Le TG2 est présent mais moins systématique. Les lagons sous influence récifale montrent un enrichissement relatif en résidus légèrement usés. De nouveau, cela traduit la distribution de la signature taphonomique en fonction de la distance à la source de bioclastes.

### d : Encroûtement biogénique

L'encroûtement biogénique des fragments coralliens est absent dans les estrans et lagons restreints à semi-restreints. Ce trait est notable dans les lagons sous influence récifale (Figure 7.21). Les taphofaciès y sont composés d'un fort mélange des grades taphonomiques 1, 2 et 3. Dans les lagons protégés, l'encroûtement est distribué en fonction de la distance aux constructions coralliennes. Par exemple, les dépôts en surface de lagon au nord de la Monkey River sont enrichis en débris coralliens provenant des récifs en patch alentours. Ces débris disposent communément d'encroûteurs tels que des serpules, des bryozoaires ou des *Homotrema*. Les algues corallines encroûtantes s'observent localement associées aux débris de coraux à proximité de récif des aires d'Ambergris et Placencia.

Les encroûteurs diminuent en abondance et en diversité à mesure que l'on s'approche de la ligne de côte. Les débris coralliens constituent un substrat idéal à la fixation d'encroûteurs du fait d'une large surface à coloniser et de leur structure formant des reliefs favorables à la fixation. Les communautés d'encroûteurs inféodant les coraux vivants n'ont pas été considérées lors du travail de terrain.

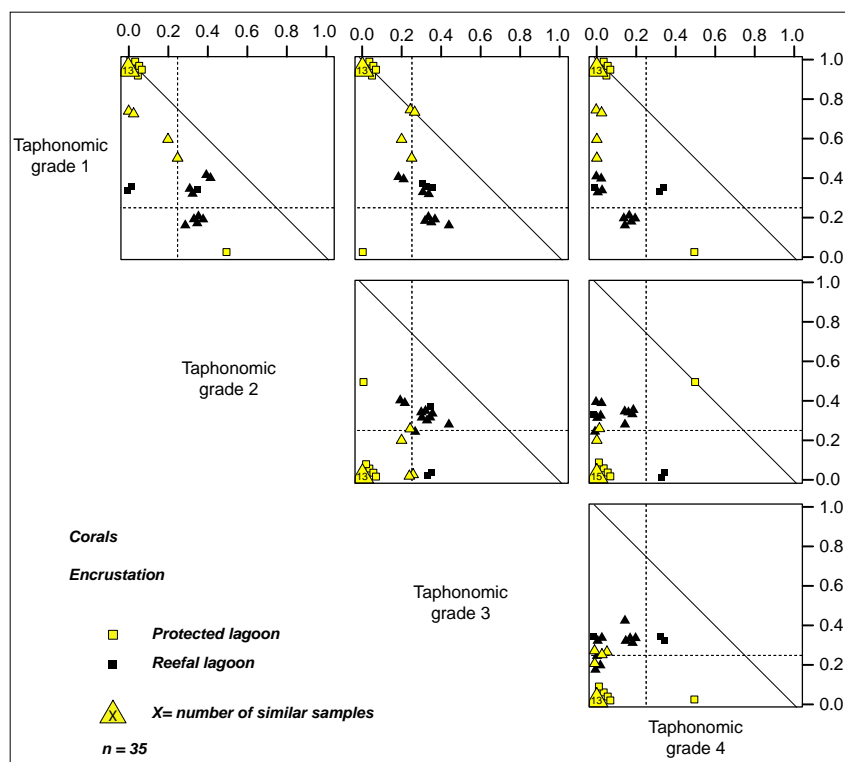


Fig. 7.21 - Taphogrammes de l'encroûtement biogénique de coraux de lagons ouverts de l'Holocène du Belize

### 7.3.5 Taphonomie des *Halimeda*

#### *a : Fragmentation*

Les taphofaciès de fragmentation analysés sur les *Halimeda* des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.22. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt. Ces différents taphogrammes montrent de fortes similitudes et seront donc décrits de façon synchrone.

Le diagramme de répartition d'échantillons d'estrans montre un fort regroupement de points. Dans ce groupe, les *Halimeda* sont caractérisées par une fragmentation dominée et contrainte par les grades taphonomiques 3 et 4. Ces derniers composent respectivement 33 à 50% et 28 à 50% des taphofaciès. Le TG2 est commun et varie entre 16 et 33% des grades en présence. Le TG1 est généralement absent. Dans les lagons restreints et semi-restreints, la fragmentation montre un schéma similaire. En effet, les *Halimeda* y sont modérément à fortement fragmentées. Le TG4 compte pour 28 à 60% du taphofaciès et le TG3 pour 28 à 50%. Le TG1 est généralement absent. Le TG2 varie et est soit absent soit forme en moyenne 25% des grades en présence dans un assemblage.

Dans les lagons ouverts, les grades taphonomiques 3 et 4 sont également abondants. Toutefois, un mélange plus important de grades taphonomiques existe dans ces environnements par rapport aux domaines plus restreints. En effet, les taphogrammes témoignent d'un léger accroissement relatif de la proportion des résidus pas à peu fragmentés. Cela reflète une sédimentation localisée au lieu même de production des *Halimeda*. De ce fait, plus le sédiment analysé se situe à proximité du lieu de vie et de démantèlement de ces algues, plus le nombre de résidus peu fragmentés sera grand.

#### *b : Micritisation*

Les taphofaciès de micritisation analysés sur les *Halimeda* contenus dans les sédiments des aires d'Ambergris et Placencia sont présentés sur la figure 7.23. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt.

#### *Estrans tidaux*

Dans les estrans tidaux, les résidus d'*Halimeda* suivent un mode de micritisation dominant. En effet, un net regroupement montre que les TG3 et TG4 sont dominants. Ils constituent respectivement 28 à 50% et 28 à 42% de la signature taphonomique des échantillons. Le TG2 est commun tandis que le TG1 est généralement absent. La micritisation est particulièrement marquée et

plus accentuée que dans les autres environnements. Le processus de micritisation serait donc effectif également après le dépôt de sédiment dans les estrans.

#### *Lagons restreints et semi-restreints*

La micritisation des *Halimeda* en lagons restreints et semi-restreints est variable et peu informative. En milieu restreint, la micritisation est généralement nulle à légère. Quelques composants modérément micritisés sont dispersés dans les sédiments, notamment au lieu du carottage P6. Les lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye enregistrent des résidus d'*Halimeda* dont la forte micritisation reflète l'allochtonie des algues.

#### *Lagons protégés*

Le diagramme de répartition des échantillons de lagons protégés montre une forte dispersion des points. La micritisation des *Halimeda* est généralement légère. En effet, le TG2 est le plus abondant et existe suivant des proportions variant de 25 à 100% des grades présents par échantillon. La micritisation est fréquemment dépourvue du TG4. Toutefois, il est à relever que les échantillons issus d'Ambergris Caye (carottes A2 et A9) se regroupent et se caractérisent par un mélange marqué de grades taphonomiques. Les quatre grades définis sont communs. Ce groupe peut aussi être décrit comme celui où la micritisation suivant le TG4 est la plus intense. La micritisation des *Halimeda* est donc un processus plus efficace dans les environnements où la sédimentation est carbonatée que dans les environnements à sédimentation mixte carbonatée-siliciclastique.

#### *Lagons sous influence récifale*

La micritisation des *Halimeda* en lagons sous influence récifale est assez variable. Les signatures taphonomiques tendent à être dominées par le TG2 et le TG3 est commun. Les échantillons prélevés à proximité de Ranguana Caye montrent une micritisation élevée, notamment en sa face au vent.

#### *c : Usure*

L'usure analysée sur les *Halimeda* des aires d'Ambergris et Placencia a fourni les taphogrammes présentés sur la figure 7.24. Cette figure montre les taphogrammes acquis par environnement de dépôt. Ils seront décrits de façon synchrone.

Dans les estrans tidaux, les débris d'*Halimeda* disposent d'une signature taphonomique caractéristique. L'usure y est dominée par le TG3 qui compte pour 33 à 50% des assemblages analysés. Les grades taphonomiques 2 et 4 sont communs. Le TG1 est absent, voire mineur. Cette signature est comparable dans les environnements ouverts, notamment en contexte récifal.

Il est cependant possible d'observer un accroissement relatif des résidus d'*Halimeda* pas à peu usés dans les domaines protégés. En ces lieux foisonnent des populations d'*Halimeda*. L'apport régulier de plaques d'*Halimeda* en ces milieux permet le maintien d'une signature taphonomique marquée par un mélange de différents grades. Les lagons restreints et semi-restreints contiennent des débris d'*Halimeda* transportés à la faveur de tempêtes. Leur degré d'usure est assez variable, dépendant de l'usure acquise par ces grains avant leur transport.

#### d : Encroûtement biogénique

Les résultats d'analyse de l'encroûtement de résidus d'*Halimeda* ne sont pas représentés par l'emploi de taphogrammes. Ce trait est absent des estrans et des lagons restreints et semi-restreints. Dans les environnements ouverts, la plupart des résidus d'*Halimeda* ne sont pas encroûtés. Lorsque l'encroûtement est constaté, il est dû à la présence du foraminifère *Homotrema rubrum*. L'encroûtement des *Halimeda* par ces foraminifères est plus efficace dans l'aire d'Ambergris Caye que de Placencia.

L'analyse de résidus de lavages et de lames minces n'a mis en évidence aucune perforation sur les plaques d'*Halimeda*.

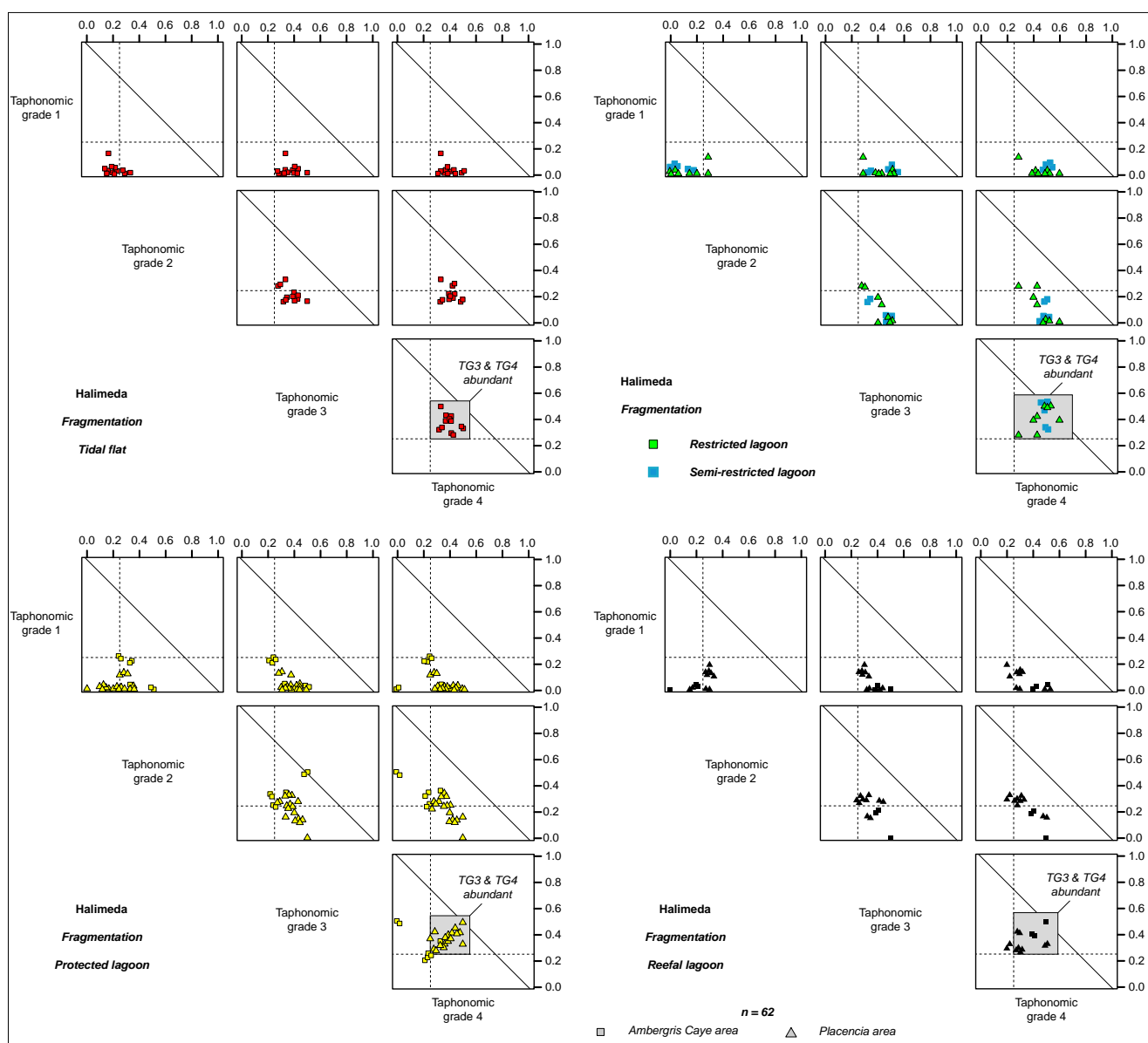


Fig. 7.22 - Taphogrammes de la fragmentation d'*Halimeda* d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

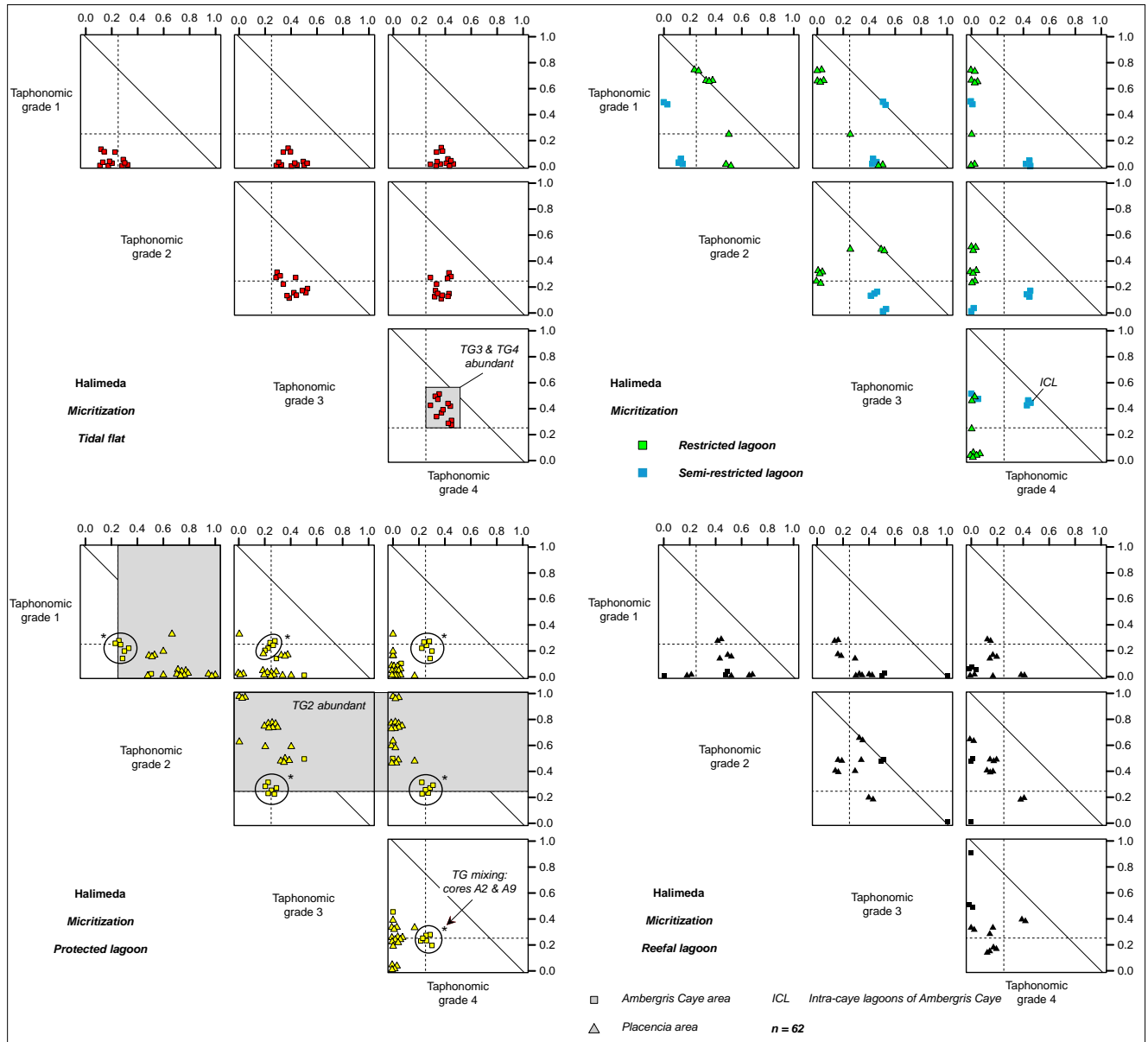


Fig. 7.23 - Taphogrammes de la micritisation d'*Halimeda* d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

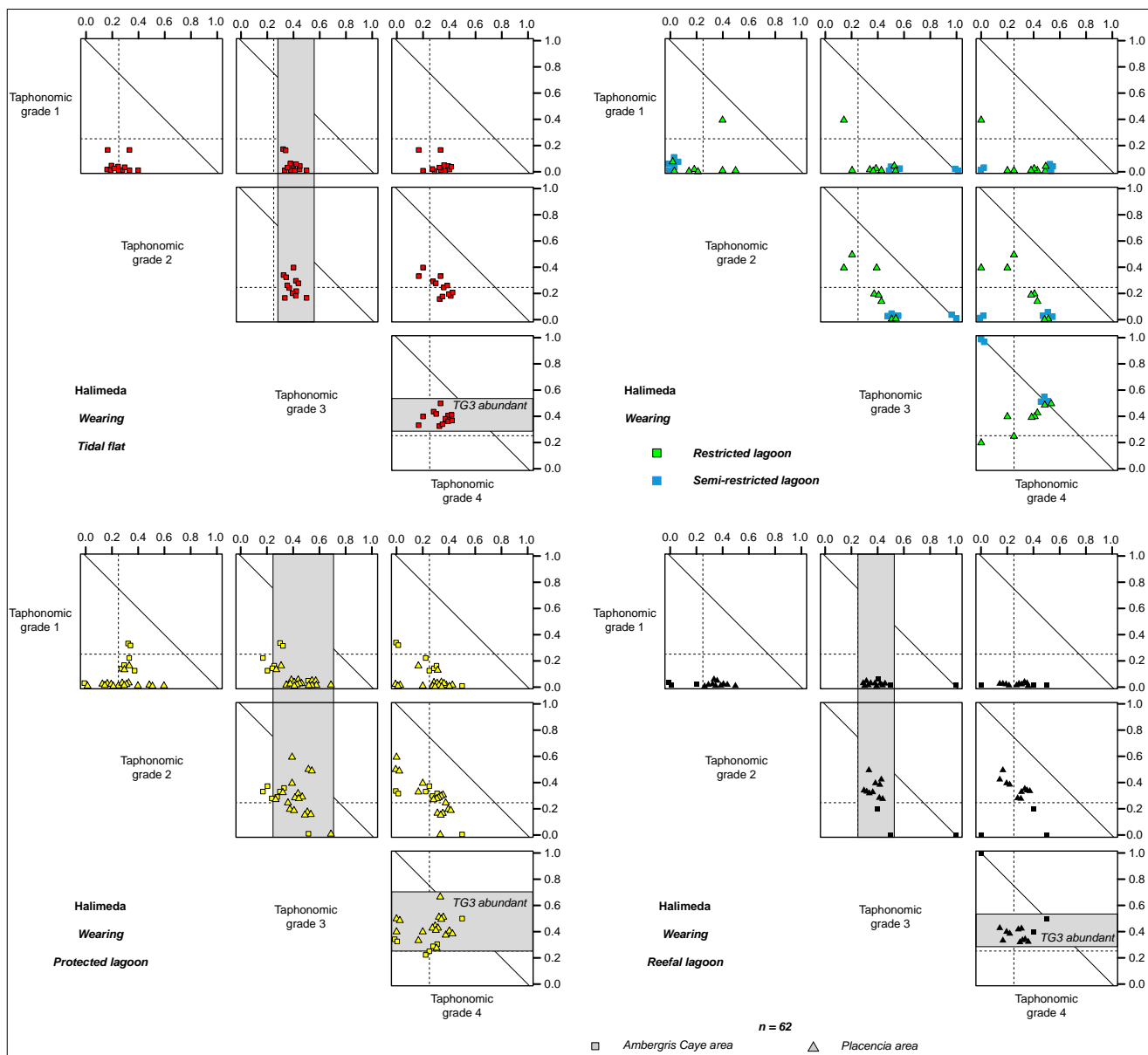


Fig. 7.24 - Taphogrammes de l'usure d'*Halimeda* d'estrans et des lagons restreints à ouverts de l'Holocène du Belize

## 7.4 Taphonomie - synthèse

### 7.4.1 Taphonomie de sédiments récents - Cas de l'Holocène du Belize

Les principales observations obtenues par traitement statistique sont présentées dans les tables 7.1 à 7.3. Elles regroupent la signature taphonomique dominante dans le cas de la fragmentation, de l'usure et de la micritisation par espèce et par environnement de dépôt. Les proportions des grades taphonomiques entre échantillons peuvent être comparables ou fortement variables. Les variations entre minima et maxima de proportions de grades par trait taphonomique sont fournies dans les tables 7.1 à 7.3.

#### *Fragmentation et usure*

La fragmentation la plus élevée dans les environnements étudiés est enregistrée par les algues du genre *Halimeda* et par les coraux (Table 7.1). Puis les mollusques d'estrans et d'environnements ouverts disposent d'une fragmentation dominante modérée à légère. Les foraminifères ne montrent pas de tendance généralisable.

Les coraux des milieux échantillonnés sont fortement fragmentés. Cela reflète en grande partie un transport et un remaniement prolongés. Durant le travail sur le terrain, des débris peu fragmentés ont été observés au pied de récifs. Seuls, les prélèvements faits près des récifs en patch du lagon au nord de la Monkey River contiennent des débris coralliens peu fragmentés. Dans les lagons protégés et sous des conditions de sédimentation régulière, la fragmentation des coraux s'effectue rapidement après le démantèlement de récifs. Dans les dépôts de tempête des lagons ouverts, le sédiment est enrichi en pièces coralliennes peu fragmentées. La taille des pièces coralliennes décroît rapidement à mesure que l'on s'éloigne d'une zone récifale ; les accumulations de gravats coralliens en zone de déferlement des vagues faisant exception. La distribution de l'hydrodynamisme dans les plates-formes participe à la répartition granulométrique des pièces coralliennes. Les travaux de Perry (1998) mettent en avant la forte susceptibilité des coraux à la microperforation. La bioérosion diminuant la résistance des squelettes carbonatés, il est probable que la fragmentation des coraux du Belize soit accélérée par bioérosion.

Les algues *Halimeda* et *Corallina* des sédiments du Belize sont désarticulées. Dans la plupart des échantillons analysés, les squelettes d'*Halimeda* sont modérément à fortement fragmentés. Cela dénote probablement de leur susceptibilité à la fragmentation du fait d'une structure

squelettique fragile, et d'autant plus fragilisée par une micritisation rapide et efficace. Le grade taphonomique 2, indiquant des bioclastes peu fragmentés, reste cependant commun dans les divers environnements. La proportion de ce grade est maximale dans les lagons protégés qui représentent le lieu de vie des *Halimeda*. En d'autres termes, le démantèlement des algues et l'alimentation directe, sans transport, en fragments d'*Halimeda* permet le maintien du rapport « éléments altérables à disposition versus taux d'altération ». Les signatures taphonomiques d'estrans sont comparables à celles des lagons protégés, reflétant leur origine sédimentaire commune.

Dans les lagons protégés et sous influence récifale, la fragmentation des bivalves est hétérogène et née d'un fort mélange de grades taphonomiques. Ces modalités sont comparables pour les gastéropodes. Toutefois la fragmentation de leur coquille est probablement moins rapide car les assemblages de gastéropodes sont légèrement plus riches en coquilles peu fragmentées que dans le cas des bivalves. L'occurrence de coquilles de mollusques non fragmentées (TG1) dans les lagons ouverts revêt un caractère exceptionnel. Ces cas sont associés : soit à des dépôts de tempête, soit à un échantillonnage en surface de lagon, soit à des niveaux coquilliers denses, soit à un enrichissement en argiles ou enfin à des sédiments bioturbés, notamment par l'activité de *Callianassa*. Un seul bivalve entier en position de vie a été prélevé dans les carottages du Belize. Hormis dans les cas de sédimentation particulière ou de sédimentation actuellement effective, les coquilles sont observées fragmentées. Cela indique que la fragmentation des mollusques dans les lagons ouverts est un processus systématique et efficace. Le mélange marqué de grades témoigne d'un équilibre relativement stable entre le taux d'apport de résidus et le taux d'altération dans ces environnements. Dans le lagon restreint de Placencia, la fragmentation est variable et tributaire du degré de fermeture du lagon. En effet, plus le lagon est isolé moins du matériel altéré sera injecté.

En termes de fragmentation des mollusques, les estranstidaux présentent un taphofaciès assez proche de ceux observés en surface de lagons ouverts. Cela traduit l'alimentation de ces environnements par des sédiments prélevés en fond de lagon durant des tempêtes ou des ouragans.

Dans les lagons ouverts et les estrans tidaux, la fragmentation des *Peneroplis* montre une forte variabilité entre les différents échantillons. Elle est issue d'un mélange variable mais conséquent de grades taphonomiques. La fragmentation s'effectue notamment par cassure du test en sa périphérie. Une fois ce stade



primaire dépassé, la fragmentation peut s'appliquer à séparer les fragments suivant les lieux de sutures entre les loges. Dans les lagons semi-restreints, les tests pas à peu fragmentés dominent les assemblages. Cet état reflète une préservation préférentielle dans des environnements d'hydrodynamisme faible, riche en boue ou en matière organique.

L'usure la plus intense est enregistrée par les résidus de coraux de lagons protégés et d'estrans tidaux (Table 7.2). La teneur en résidus peu usés croît avec le rapprochement aux récifs coralliens. Les *Halimeda* montrent une usure modérée dans les lagons ouverts et les estrans. De même que dans le cas des coraux, la teneur en *Halimeda* peu usées tend à augmenter lorsque l'on s'approche du lieu de vie de ces algues. Les fragments de coraux et d'*Halimeda* dans les lagons semi-restreints et restreints ne montrent pas de signature taphonomique caractéristique. Ils traduisent uniquement l'état d'altération antérieur à leur transport par des tempêtes.

Lors de l'analyse taphonomique, l'estimation de l'usure est tributaire du degré de fragmentation des bioclastes. Ainsi, un biais analytique est induit par une difficulté de compiler les données acquises sur des clastes de fragmentation différente. En effet, estimer l'usure des ornements est plus significative lors de l'observation de coquilles peu fragmentées. L'estimation de l'usure de petits fragments ne peut être faite qu'en étudiant si les angles sont émoussés. Or ce type d'altération se produit probablement plus rapidement que lorsque le squelette est frais et robuste. Les traits taphonomiques s'expriment et doivent être considérés de façon combinée.

L'usure des *Peneroplis* en milieux ouverts et d'estrans est principalement légère à modérée. L'usure de ces organismes débute avant leur fragmentation. Cet état peut résulter de la taille faible du test qui tend ainsi à le soustraire plus longtemps à la fragmentation que dans le cas coquilles plus larges. L'usure se distingue par un émoussé des ornements du test, ainsi que par un aspect criblé du test. Au-delà d'un certain stade d'altération, l'usure devient difficile à distinguer car il n'est pas simple de discerner quel processus taphonomique prévaut sur l'état d'altération d'une coquille. Ce cas est particulièrement vrai pour la micritisation et l'usure, combinées à une fragmentation élevée.

L'usure des *Peneroplis* est faible à légère dans les lagons de San Pedro et celui dit de Chetumal. Les lagons de Catena et de la face au vent de Blackadore

Caye montrent une usure accrue. Cela reflète une abrasion favorisée et maintenue dans le temps par la présence d'un substratum pléistocène peu profond. La barre sableuse migrant vers le sud de Blackadore Caye montre également une abrasion marquée du fait d'un fort remaniement des résidus squelettiques.

Concernant les mollusques, les assemblages d'estrans et de lagons ouverts montrent l'usure la plus marquée. Elle est dominée par une perte totale de l'éclat, des couleurs légèrement à fortement altérées, une abrasion légère à avancée des ornements, ainsi que par un arrondi des fossiles et des bioclastes. Les coquilles de mollusques non abrasées s'observent localement dans des dépôts de tempête, en surface de lagons, dans les niveaux coquilliers denses, dans les niveaux enrichis en argiles et dans les sédiments associés à une forte bioturbation. Dans les lagons semi-restreints, l'usure des mollusques est principalement faible à légère. Enfin dans les lagons restreints, l'usure, au même titre que la fragmentation, dépend du degré de restriction du lagon et de l'influence hydrodynamique qui peut s'y exercer. Les domaines les plus restreints et les plus calmes sont siège d'une faible usure.

Quatre écosystèmes principaux sont distingués dans les lagons semi-restreints du Belize. Chacun d'entre eux dispose d'une signature taphonomique particulière en termes de fragmentation et d'usure.

– Le premier correspond au lagon intra-insulaire de San Pedro. Les mollusques, dominés par les bivalves *Anomalocardia* et *Chione*, les tellines et les cérithes, y forment un niveau coquillier dense où les coquilles pas à peu altérées dominent. En ce lieu, la production de coquilles semble dépasser la vitesse d'altération de celles-ci. De plus, le remaniement des dépôts est assez faible et la teneur en matière organique est conséquente. Ces conditions diminuent le temps de résidence dans la TAZ et la vitesse d'altération de bioclastes, et ce, en dépit de taux de sédimentation moyen peu élevés. Il faut également considérer le rôle probable de la biodéposition puisqu'un apport élevé de pellets fécaux par une population tend à accroître le taux de sédimentation suffisamment pour qu'il surpasse le taux d'altération. Ainsi, la sédimentation locale bioinduite offre un potentiel de préservation squelettique accrue (Tomašových et al. 2006). Les travaux de Ebanks (1975) rapportent la présence d'une fraction importante de pellets fécaux dans les lagons intra-insulaires d'Ambergris.

– Le deuxième est le lagon de Catena, dont les faunes ainsi que les caractéristiques aquatiques et sédimentaires sont comparables au lagon de San Pedro. Toutefois, Catena se distingue par un substratum

pléistocène peu profond, donc une épaisseur très faible de sédiments holocènes, ce qui favorise une abrasion et une fragmentation accrues des résidus squelettiques, ainsi qu'un maintien prolongé dans la TAZ.

– Le « lagon de Chetumal » fournit un troisième modèle d'écosystème, si l'on en extrait les domaines insulaires. Ce lagon se caractérise également par une fragmentation des coquilles de mollusques moins élevée que dans les environnements ouverts. Il se distingue des lagons intra-insulaires d'Ambergris Caye par des conditions aquatiques moins restreintes, des bathymétries supérieures et une faune dominée par des foraminifères. Les sédiments de fonds de ce lagon sont boueux et installés dans un environnement hydrodynamique assez calme ce qui limite le pouvoir abrasif du sédiment, la fragmentation et l'usure de coquilles.

– Enfin, le lagon de la zone sous le vent de Blackadore Caye forme un milieu particulier. Il se démarque du point de vue taphonomique par une usure et une fragmentation assez élevées. Le sédiment est soumis à un remaniement dans un lagon peu profond dont le soubassement pléistocène constitue un hardground. Ainsi, les frottements sur cette surface vont accélérer les processus d'usure des coquilles d'organismes. De plus, l'accumulation sédimentaire en ce lieu est faible, ainsi

les sédiments sont plus fréquemment (ré-)introduits puis maintenus dans la TAZ.

Les travaux de Parsons-Hubbard (2005) indiquent que l'abrasion et la fragmentation croissent avec l'énergie du milieu. Les zones de plage et de récif de Porto Rico étudiées par cette auteure connaissent une abrasion et une fragmentation supérieures à celles constatées dans les zones de lagons protégés. Tout comme dans le cas du Belize, cette auteure décrit une fragmentation et une abrasion plus importantes dans les sédiments sableux que dans les sédiments boueux. Concernant les stades primaires d'usure, toujours d'après les travaux de Parsons-Hubbard (2005), l'éclat d'une coquille tend à disparaître très rapidement après la mort d'un organisme mais pourra être préservé en cas d'enfouissement rapide. La couleur est un trait peu efficace à employer car la profondeur de pénétration des pigments donnant la couleur aux mollusques varie avec l'espèce et le type de coquille. Ainsi, il est peu fiable de comparer des pertes de couleur entre différents environnements puisque les communautés d'organismes ne sont pas les mêmes. Au Belize, des coquilles de mollusques dont l'éclat est maintenu ont été observées dans le lagon restreint de Placencia, particulièrement

**Table 7.1** - Fragmentation par organisme et par environnement de dépôt des séries holocènes du Belize

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Fragmentation</i>	Bivalves	Tidal flat	TG3: 33 - 40%	7	-	-
		Restricted lagoon	Variable		Variable	
		Semi-rest. lagoon	TG2: 25 - 40% (50)	15 (25)	TG1: 14 - 42%	28
		Protected lagoon	TG mixing		TG mixing	
		Reefal lagoon	Variable		Variable	
	Gastropods	Tidal flat	TG3: 25 - 50% (65)	25 (40)	-	-
		Restricted lagoon	Variable		Variable	
		Semi-rest. lagoon	TG2: 33 - 50%	17	TG1: 25 - 40%	15
		Protected lagoon	TG2: 25 - 50% (66)	25 (41)	TG3: 16 - 50%	34
		Reefal lagoon	TG mixing		TG mixing	
	Foraminifera	Tidal flat	Variable		Variable	
		Restricted lagoon	No forams		No forams	
		Semi-rest. lagoon	TG1: 28 - 43%	15	TG2: 28 - 43%	15
		Protected lagoon	Variable		Variable	
		Reefal lagoon	Variable		Variable	
	<i>Halimeda</i>	Tidal flat	TG4: 33 - 50%	17	TG3: 28 - 50%	22
		Restricted lagoon	TG4: 28 - 60%	32	TG3: 28 - 50%	22
		Semi-rest. lagoon	TG4: 42 - 50%	8	TG3: 33 - 50%	17
		Protected lagoon	TG4: 22 - 50%	28	-	-
		Reefal lagoon	TG3: 28 - 50%	22	TG4: 22 - 50%	28
Corals	Tidal flat	TG4: 75 - 100%	25	-	-	
	Restricted lagoon	TG4: (0) 40 - 100%	(100) 60	TG3: (0) 25 - 100%	(100) 75	
	Semi-rest. lagoon	No corals		No corals		
	Protected lagoon	TG4: 33 - 75%	42	TG3: 25 - 50%	25	
	Reefal lagoon	TG3: 33 - 50%	17	TG4: 25 - 50%	25	

boueux, ainsi que dans certains niveaux de tempêtes associé à des coquilles préservées articulées et entières. Ce cas est également reconnu par Parsons-Hubbard (2005). Les lagons restreints de Placencia montrent que la signature taphonomique dépend principalement du caractère fermé de l'environnement et de la distance aux eaux marines ouvertes. En effet, au lieu du carottage P5 qui est fortement fermé et alimenté uniquement par des argiles continentales et une production carbonatée authigène, les faunes s'installent et meurent sur place sans remaniement ni transport particulier. Les coquilles de mollusques sont alors pas ou peu fragmentées et protégées de l'usure. Au contraire, à l'entrée du lagon, l'hydrodynamisme et la présence de quartz grossiers favorisent la fragmentation et l'abrasion. Ce lieu connaît un mélange de faunes marine et restreinte et donc un mélange taphonomique.

La fragmentation et l'usure dans les différents lagons ouverts étudiés ne connaissent pas de distinction suffisamment précise pour discriminer un taphofaciès propre à chaque écosystème. Ces traits reflètent donc des processus efficaces et stables dans les environnements marins ouverts. La fragmentation relate en partie la résistance d'un squelette carbonaté vis-à-vis d'une force mécanique. La bioérosion diminue le seuil de résistance

des squelettes, favorisant ainsi leur fragmentation. Hannisdal (2004) établit que les bivalves sont plus sensibles à la fragmentation après que leur coquille soit altérée par bioérosion. Les travaux de biomécanique réalisés par Stefaniak et al. (2005) sur des coquilles de *Littorea* rapportent que la perforation par des clones tend à diminuer le seuil de résistance des coquilles.

#### Micritisation

La micritisation est un processus courant dans les environnements béliziens (Table 7.3). Elle domine dans les estrans tidaux, où elle affecte particulièrement les plaques d'*Halimeda*, les résidus fortement fragmentés de coraux et les *Peneroplis* au lieu des carottes A4 et A11. Ces carottes se situent en des flaques tidales d'Ambergris Caye, où des eaux stagnantes règnent de façon plus ou moins pérenne. Ces lieux sont affectés par les eaux météoriques durant les périodes humides. La résultante de l'arrivée de ces eaux légèrement acides est de favoriser la dissolution de composés carbonatés. De plus, Ebanks (1975) décrit la présence d'algues microperforantes dans les estrans intra-insulaires d'Ambergris Caye. La micritisation des coquilles de mollusques est également plus élevée dans les estrans que dans les autres milieux de dépôt.

**Table 7.2** - Usure par organisme et par environnement de dépôt des séries holocènes du Belize

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Wearing</i>	Bivalves	Tidal flat	TG3: 33 - 50% (100)	17 (67)	-	-
		Restricted lagoon	TG3: 25 - 100%	75	-	-
		Semi-rest. lagoon	TG2: 25 - 42%	17	TG1: 25 - 40%	15
		Protected lagoon	TG2: (0)25 - 75%(100)	50 (100)	TG3: (0)25 - 50%(100)	25 (100)
		Reefal lagoon	TG2: 25 - 50%	25	TG3: 14 - 50%	36
	Gastropods	Tidal flat	TG3: 33 - 100%	67	TG2: (0) 16 - 66%	(66) 50
		Restricted lagoon	TG2: (0)25 - 66%(100)	41 (100)	TG3: (0)25 - 66%(100)	41 (100)
		Semi-rest. lagoon	TG2: 25 - 42%	17	TG1: 25 - 40%	15
		Protected lagoon	TG2: 25 - 66%	41	TG1: 25 - 60%	35
		Reefal lagoon	TG3: (14) 40 - 50%	(36) 10	-	-
	Foraminifera	Tidal flat	TG3: 33 - 66%	33	TG2: 20 - 66%	46
		Restricted lagoon	No forams		No forams	
		Semi-rest. lagoon	TG2: (0) 28 - 50%	(50) 22	TG1: (14) 25 - 33%	(19) 8
		Protected lagoon	TG3: 16 - 50%	34	TG2: 16 - 40%	24
		Reefal lagoon	TG2: 33 - 50%	17	TG3: 33 - 50%	17
	<i>Halimeda</i>	Tidal flat	TG3: 33 - 50%	17	-	-
		Restricted lagoon	Variable		Variable	
		Semi-rest. lagoon	Variable		Variable	
		Protected lagoon	TG3: 22 - 66%	44	-	-
		Reefal lagoon	TG3: 33 - 50% (100)	17 (67)	-	-
Corals	Tidal flat	TG4: (0) 50 - 100%	(100) 50	TG3: (0) 40 - 100%	(100) 60	
	Restricted lagoon	TG3: (0) 40 - 50%	(50) 10	TG4: 0 - 100%	100	
	Semi-rest. lagoon	No corals		No corals		
	Protected lagoon	TG3: 40 - 60% (100)	20 (60)	TG4: (0) 16 - 60%	(60) 44	
	Reefal lagoon	TG3: 33 - 50%	17	TG2: 25 - 50%	25	

Les estrans d'Ambergris Caye enregistrent donc une micritisation initiée dans les lagons ouverts, avant le transport de matériel par les tempêtes, et une micritisation effectuée après dépôt dans l'estran.

Dans les lagons ouverts, la micritisation est légère voire modérée. Les couvertures micritiques sont plus étendues dans les lagons sous contexte carbonaté que sous contexte mixte carbonaté-silicoclastique.

La baie de Chetumal et le « lagon de Chetumal » ont été investigués par Reid et al. en 1992, puis rediscutés par Reid et Macintyre (1998) qui ont constaté, comme fait dans ce présent travail, que la micritisation des *Peneroplis* est très efficace et étendue dans ces environnements. Cette micritisation résulte de processus de dissolution/re-précipitation. D'après Purdy et Gischler (2003), la micritisation est si élevée grâce à un remaniement et un transport prolongé des tests de foraminifères. Enfin, la micritisation ne semble pas être effective en lagon restreint.

La micritisation de résidus carbonatés est un phénomène possédant deux origines. La première est liée à des processus de dissolution/reprécipitation, la seconde à une bioinduction par des organismes microperforants. Les deux processus peuvent affecter un unique résidu carbonaté et la microperforation peut favoriser la dissolution en offrant aux eaux de porosité une voie d'accès privilégiée au cœur de résidus squelettiques (Reid et Macintyre 1998).

Les analyses effectuées par lames minces sont tributaires d'une capacité d'observation limitée. Ainsi, il n'est pas toujours possible de définir quel processus est responsable de la micritisation. Aucune investigation poussée ne sera proposée. L'observation de lames minces permet cependant de constater qu'au Belize, les *Halimeda*, ainsi que les *Peneroplis* sont dominés par des processus de dissolution/recristallisation, tandis que les mollusques disposent communément d'enveloppes micritiques liées à des microperforations auxquelles s'associe un stade de dissolution/reprécipitation.

La bioérosion par microperforation est un processus commun et efficace dans les eaux marines peu profondes. Perry (1998, 2000) décrit ce trait comme particulièrement abondant dans les lagons d'avant-récif et d'arrière-récif de la Jamaïque. Cet auteur indique également que la distribution des microperforants fluctue d'après la bathymétrie ; cependant que les communautés de microperforants restent comparables dans les eaux d'une profondeur inférieure à 20 mètres. Les travaux de Radtke et Golubic (2005) menés dans la Baie de Safaga en Egypte relatent également des communautés de microperforants stables et comparables sous des bathymétries inférieures à 15/20 mètres. Les sédiments

investigués au Belize proviennent de zones n'excédant pas quelques mètres de profondeur. La distribution des microperforants sous ces profondeurs n'étant pas révélatrice, aucune considération taxonomique n'a été faite. La micritisation pouvant être associée à ces structures est tributaire de la calcification de biomatériaux (e.g., filaments algaires, enveloppes mucilagineuses) formant alors des enveloppes micritiques destructives et/ou constructives (Kobluk et Risk 1977, Cutler 1995, Reid et Macintyre 1998). Perry (1999) décrit le rôle de la stabilisation du substrat sur l'efficacité de la formation d'enveloppes micritiques constructives. Celles-ci sont favorisées en présence de tapis algaires ou d'herbiers, tandis que les domaines où le sédiment est plus mobile ou bioturbé voient la micritisation inhibée.

Les processus de respiration et de photosynthèse par des microperforants sont respectivement impliqués dans la dissolution et la précipitation de carbonate. Les perforations forment alors des microenvironnements fermés dont les teneurs en CO<sub>2</sub> évoluent selon l'activité des microorganismes (Reid et Macintyre 1998).

La dissolution et/ou (re)précipitation des composés carbonatés dans les eaux marines peu profondes subtropicales à tropicales est un sujet d'étude d'intérêt croissant depuis les dernières décennies (e.g., Walter et Morse 1984, Tudhope et Risk 1985, Walter et Burton 1990, Reid et al. 1992, Ku et al. 1999, Macintyre et Aronson 2006). La dissolution s'effectue dans les stades primaires de la diagenèse précoce et peut être suivie d'une reprécipitation des produits d'altération. La dissolution dépend du degré de saturation des eaux interstitielles vis-à-vis du carbonate et croît avec la sous-saturation des eaux. Le potentiel de dissolution croît avec une diminution de la taille des grains du fait d'un rapport surface/volume croissant. Ainsi, la vitesse de dissolution augmente avec la diminution de la taille des grains (Walter et Morse 1984). La présence d'ornementations tend à accroître la surface disponible et donc à favoriser la dissolution (Smith et Nelson 2003). La vitesse de dissolution dépend également du type de grain en présence. Les composés aragonitique ou de calcite hautement magnésienne (HMg-calcite) seront plus rapidement dissous que les composés plus stables de calcite faiblement magnésienne (e.g., Bathurst 1971, Lambert et al. 2006). Une forte teneur en matière organique au sein de microstructures squelettiques tend à freiner l'efficacité de la dissolution (Walker et Goldstein 1999). C'est par exemple le cas des tellines dont les composés organiques intercrystallins protègent plus longtemps la coquille de l'altération que dans le cas d'autres bivalves de modes de vie comparables (Best 2008).

La présence de matière organique dans le sédiment joue un rôle essentiel sur l'altération. En effet, l'oxydation de la matière organique ou le recyclage de celle-ci par des bactéries sulfato-réductrices peut mener à une première phase d'acidification par libération de CO<sub>2</sub> (e.g., Walker et Goldstein 1999, Sanders 2003). Cette première phase peut être rapidement suivie d'un accroissement de l'alcalinité par production de bicarbonates (voir détails et références dans Sanders 2003). Les eaux devenant progressivement saturées vis-à-vis des carbonates, un ralentissement de la dissolution va s'instaurer. Selon l'intensité de l'activité de la réduction des sulfates et au-delà d'un certain seuil, la précipitation pourra s'effectuer.

La précipitation de micrite dépend également de la teneur en acide humique dans les eaux. Ainsi, le démantèlement de matériel végétal peut accroître les concentrations en acides humiques qui vont inhiber la croissance du carbonate de calcium ; c'est par exemple le cas dans les mangroves (Hoch et al. 2000). Cela permet d'expliquer la faible micritisation constatée dans le lagon restreint de Placencia dont la périphérie est siège d'importantes mangroves.

La dissolution est efficace dans les environnements sédimentaires à dominante carbonatée. Dans les environnements soumis à un apport conséquent de fer, comme dans les domaines à sédimentation mixte carbonatée-silicoclastique, le fer pourra s'associer aux produits de réaction des chaînes de dégradation bactériennes. C'est notamment le cas de l'hydroxyde de soufre libéré lors de la réduction des sulfates qui pourra s'associer au fer pour précipiter sous forme de sulfures de fer (voir formules chapitre 3). La micritisation sera alors moins intense dans les domaines sous influence silicoclastique que dans les domaines à dominante carbonatée. Les taphofaciès du Belize témoignent de cet état. En effet, la micritisation a été décrite comme pouvant être plus intense dans l'aire d'Ambergris Caye et au pourtour de Ranguana Caye que dans les domaines proximaux de Placencia. Des cas similaires sont rapportés par les travaux de Best et Kidwell (2000a), Perry et Taylor (2006) et Best et al. (2007). Il est important de relever la présence du grade taphonomique 4 de la micritisation dans l'aire de Ranguana Caye. En effet, cette île se situe dans la partie méridionale du Belize, mais à une distance de la côte suffisante pour que l'influence des matériaux silicatés déchargés par les fleuves ne soit plus effective. Les travaux de Billings et Ragland (1968) ont établi une cartographie des zones du sud du Belize influencées par un apport en nutriments et en silicoclastiques. Ces apports sont conséquents en bordure de littoral et diminuent rapidement à mesure que l'on se déplace vers l'est. L'île de Ranguana Caye

montre également une micritisation plus marquée en sa face au vent que sous le vent. Cette observation, expliquée par une énergie hydrodynamique accrue au niveau de la face au vent, est soutenue par les travaux de Macintyre et Reid (1995).

Les squelettes d'*Halimeda* et de *Peneroplis* sont respectivement composés d'aragonite et HMg calcite. Ces composés sont métastables dans les eaux interstitielles de lagons et peuvent être rapidement dissous durant les processus de diagenèse précoce (Walter et Burton 1990, Hover et al. 2001, Lambert et al. 2006). Les travaux de Macintyre et Reid (1995) et de Hover et al. (2001) décrivent les processus de dissolution/recristallisation. Ils s'effectuent au travers d'un réarrangement textural des cristaux constitutifs des squelettes, sans changement minéralogique. Lorsque la dissolution est suffisamment avancée, elle se reconnaît en lame mince grâce à une oblitération de la texture primaire des composés carbonatés. La recristallisation débute lorsque les organismes sont encore vivants puis se poursuit après leur mort. Elle affecte les plus vieilles parties des tests de *Peneroplis* (Hover et al. 2001). Reid et Macintyre (1998) démontrent que sur les algues encore vivantes, au sein d'un thalle unique la micritisation est plus élevée sur les plaques d'*Halimeda* les plus anciennes. Ces auteurs énoncent également que dans les dépôts sableux du Belize et des Bahamas la micritisation d'*Halimeda* est plus intense que dans les dépôts boueux de Floride. En d'autres termes, le degré de micritisation post-mortem diminue avec la granulométrie du sédiment investigué. Enfin, Perry (2000) a établi que les *Halimeda* disposent d'une forte susceptibilité à la dissolution du fait de leur structure poreuse accroissant la surface disponible.

L'usure, la fragmentation et la micritisation connaissent des mélanges de grades taphonomiques qui varient en fonction de la distance au lieu de production de certains organismes. Cela est relevé pour les coraux et pour les *Halimeda*. En effet, dans les lagons protégés où siègent les algues calcifiantes, la signature taphonomique est composée d'un mélange plus élevé de grades que dans les autres environnements. La même réflexion est faite au sujet des produits de démantèlement coralliens en zones récifales. Cette remarque met l'accent sur l'évolution du taux de production benthique et du taux d'altération. En effet, les aires où la production benthique est autochtone et régulière connaissent une répartition équilibrée de l'altération. En d'autres termes, la signature taphonomique se caractérise par un mélange de grades taphonomiques. Les zones dépourvues d'une alimentation directe en organismes carbonatés montre un mélange de grades diminué. En ces zones un ou deux grades taphonomiques tendront à

**Table 7.3** - Micritisation par organisme et par environnement de dépôt des séries holocènes du Belize

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Micritization</i>	Bivalves	Tidal flat	TG3: 33 - 66% (100)	33 (67)	TG2: 25 - 50%	25
		Restricted lagoon	TG1: 50 - 75%	25	-	-
		Semi-rest. lagoon	TG2: 28 - 50%	22	TG1: (16) 28 - 40%	(24) 12
		Protected lagoon	TG2: 28 - 100%	72	-	-
		Reefal lagoon	TG2: 33 - 50%	17	-	-
	Gastropods	Tidal flat	TG3: 33 - 60%	27	TG2: 20 - 40% (66)	20 (46)
		Restricted lagoon	TG1: (0) 50 - 75%	(75) 25	TG2: 25 - 60%	-
		Semi-rest. lagoon	TG2: 28 - 40%	12	TG1: 28 - 42%	14
		Protected lagoon	TG2: 28 - 75%	47	-	-
		Reefal lagoon	Variable		Variable	
	Foraminifera	Tidal flat	Variable		Variable	
		Restricted lagoon	No forams		No forams	
		Semi-rest. lagoon	Variable		Variable	
		Protected lagoon	TG2: 33 - 50%	17	-	-
		Reefal lagoon	TG2: 40 - 67%	27	-	-
	<i>Halimeda</i>	Tidal flat	TG3: 28 - 50%	22	TG4: 28 - 42%	14
		Restricted lagoon	Variable		Variable	
		Semi-rest. lagoon	Variable		Variable	
		Protected lagoon	TG2: 25 - 100%	75	-	-
		Reefal lagoon	TG2: 20 - 66%	46	TG3: 16 - 50%	34
Corals	Tidal flat	TG3: (0)50 - 66%(100)	16 (100)	TG4: (0) 25 - 50%	(50) 25	
	Restricted lagoon	TG1: 50 - 60%	10	TG2: 33 - 50% (100)	17	
	Semi-rest. lagoon	No corals		No corals		
	Protected lagoon	TG3: (0)20 - 50%(100)	30 (100)	-	-	
	Reefal lagoon	TG2: (14) 28 - 60%	(46) 32	TG3: 25 - 50%	25	

dominer un taphofaciès. Le type de grade sera contrôlé par les facteurs physico-chimique et biologique de l'écosystème considéré. Cette remarque est aisément formulée dans le cas de populations benthiques sessiles. Cela peut être généralisé aux populations d'organismes vagiles envahissant certains environnements dont les paramètres écologiques n'autorisent que l'installation de communautés restreintes et tolérantes. C'est par exemple le cas des populations de lagons intra-insulaires ou du « lagon de Chetumal ».

#### ***Perforation et encroûtement biogénique***

Les perforants des sédiments d'étude du Belize sont présents mais moins abondants que les encroûteurs. Les perforations attribuables à des traces de prédation par des gastéropodes (*Oichnus*) sont reconnues dans le lagon de la face sous le vent du Blackadore Caye, à proximité du chenal de San Pedro et dans les lagons ouverts de Placencia. Les lagons ouverts au nord et en vis-à-vis de l'embouchure de Monkey River montrent également des perforations dues à des annélides polychètes (*Caulostrepsis*) et à des éponges (*Entobia*). L'ichnogenre *Entobia* a été observée dans les carottes P2 et P6 du lagon restreints de Placencia. Ces carottes sont influencées par l'apport de matériaux d'origine

marine.

Les lagons ouverts de Placencia disposent de la diversité et de l'intensité de perforation la plus élevée dans les lieux investigués au Belize. Ils sont également le lieu du plus fort apport de nutriments. Best et Kidwell (2000a) ont constaté lors d'une étude des taphofaciès du Panama que les perforants sont les plus abondants dans les lagons fortement influencés par un apport conséquent de nutriments au lieu de décharge de rivières. Ces auteurs indiquent également que la perforation est la plus fréquente lorsqu'elle s'effectue en présence d'un fond durci, tout comme le cas de l'encroûtement. Des constats similaires sont relevés au Belize. En effet, la perforation et l'encroûtement sont communs au niveau de la face au vent de Blackadore Caye où le substratum pléistocène est peu profond. Cela se vérifie également à proximité de récifs, où le démantèlement corallien constitue un fond relativement dur. Parsons-Hubbard (2005) témoigne d'un encroûtement et d'une perforation par des clones accrus dans les zones proches de récifs associées à un substrat induré et un temps d'exposition prolongé des coquilles sur le sédiment. Les analyses taphonomiques menées par Hauser et al. (2008) dans les îles récifales du Belize fournissent des conclusions similaires.

Les organismes vivants sur des substrats carbonatés disposent de stratégies d'attachement variées. Bromley et Heinberg (2006) résumant diverses stratégies. Il peut s'agir, entre autres, de l'emploi d'une glue organique (e.g., bryozoaires, certains foraminifères, balanes), de points d'ancrage par perforation (e.g., certains foraminifères benthiques, clones, brachiopodes) ou de cimentation (e.g., huîtres, coraux). La fixation nécessite souvent l'emploi de tissus ou membranes organiques qui pourront être décomposées après la mort des organismes. Les épibiontes seront alors détachés de leur substrat. C'est également le cas de coquilles encroûtées lorsqu'elles disposent encore de périostracum dont l'encroûteur tendra à se détacher après la décomposition des tissus organiques (Lescinsky et al. 2002). Dans les sédiments du Belize, il est fréquent de trouver des débris d'*Homotrema* détachés de leur substrat ainsi que des foraminifères *Rosalina* et des serpules. Greenstein et Pandolfi (2003) énoncent, en comparant leurs résultats aux travaux de Gischler et Ginsburg (1996), que les *Homotrema* inféodent rapidement les surfaces fraîches et disponibles de coraux. Ces foraminifères pionniers de l'encroûtement se fixent probablement lorsque certains résidus organiques de coquilles ou de corail ne sont pas encore décomposés. Par conséquent, les encroûteurs pionniers se détacheront rapidement. Ces auteurs rapportent également que les algues corallines encroûtantes s'installent tardivement dans la succession des encroûtements. Leur présence traduit un taux d'exposition prolongé. Hannisdal (2004) rapporte une perte accrue des encroûteurs lorsque les coquilles deviennent fragmentées à l'état de petits résidus ou de résidus aisément mobilisables. Parsons-Hubbard (2005) indique que l'abrasion favorise la perte des encroûtements.

Les expériences entreprises par Lescinsky et al. (2002) montrent que la perforation et l'encroûtement biogénique sont élevés dans les milieux soit enrichis en nutriments soit dont le taux de sédimentation est faible, associé à un fond induré.

La taphonomie des échinoides du Belize est peu informative. Tous les résidus observés sont fortement fragmentés et usés. Aucun squelette entier n'a été relevé.

## 7.4.2 Taphonomie de sédiments fossiles - Cas de l'Oxfordien du Jura suisse

Les principaux résultats du traitement statistique des données d'analyses taphonomiques de l'Oxfordien sont présentés dans les tables 7.4 à 7.6. Elles regroupent la signature taphonomique dominante dans le cas de la fragmentation, de l'usure et de la micritisation par espèce et par environnement de dépôt.

### *Fragmentation*

La fragmentation des squelettes carbonatés est un processus efficace de la taphonomie. Les squelettes de bivalves, d'échinodermes et de coraux dans les lagons semi-restreints et protégés des coupes étudiées dans l'Oxfordien sont surtout représentés par une fragmentation modérée à forte (Table 7.4). Les analyses taphonomiques de Reolid et Gaillard (2007) sur des séries de l'Oxfordien supérieur d'Espagne démontrent également que la fragmentation est un processus commun et efficace sur les plates-formes carbonatées.

Les valeurs acquises pour les bivalves montrent que la fragmentation s'effectue de façon comparable entre les lagons semi-restreints et protégés. Toutefois, le TG2 est plus abondant dans les lagons semi-restreints. Cette différence connaît deux causes probables. La première est que les lagons semi-restreints de l'Oxfordien sont riches en petits bivalves dont les coquilles sont épaisses et plus solides que celles des bivalves des lagons protégés. En effet, ces derniers disposent de coquilles plus larges et plus fines. La fragmentation est plus rapide sur des coquilles fragiles. La seconde cause est que l'énergie hydraulique des lagons semi-restreints est moindre que celle des lagons protégés. Un milieu plus calme favorisera une plus faible fragmentation de coquilles.

Des coquilles de mollusques pas à peu fragmentées s'observent à certains niveaux des sections de Vorbourg et Hautes-Roches. Des coquilles avec les valves préservées en vis-à-vis y sont parfois associées. Ces niveaux nés de dépôt de sédiments durant des tempêtes ou des ouragans forment des concentrations coquillières événementielles.

Une forte teneur en coquilles peu fragmentées peut être enregistrées au sein de concentration résiduelle, c'est par exemple le cas de l'échantillon VO19 (cf. chapitre 3).

Les échinodermes et les coraux des échantillons analysés montrent une forte fragmentation attribuable non seulement à des processus taphonomiques, mais également à des processus de tri de particules. Par exemple, les résidus d'oursins dans les lagons semi-restreints montrent une fragmentation supérieure à celle

qui est constatée dans les lagons protégés. Parallèlement, les composants d'oursins des lagons semi-restreints sont de taille inférieure à ceux de lagons protégés. Les débris de lagons semi-restreints sont allochtones et accumulés après un transport depuis les zones plus ouvertes. La capacité de transport diminue avec la dissipation de l'énergie hydraulique, notamment dans les domaines plus restreints. Ainsi, le diamètre moyen des particules transportées tendra à diminuer. Seules les particules fortement fragmentées et de petite taille pourront être transportées jusque dans les lagons semi-restreints. Cette constatation met l'accent sur la nécessité d'estimer le degré d'autochtonie des organismes étudiés avant de conclure sur les conditions taphonomiques d'un milieu de dépôt.

Les foraminifères des lagons oxfordiens sont généralement pas à peu fragmentés. Cet état peut s'expliquer par la morphologie de ces organismes dont le test de taille millimétrique est sphérique à cylindrique. La fragmentation est liée à une force mécanique qui doit surpasser la résistance d'un squelette pour s'effectuer. Dans le cas de résidus squelettiques arrondis, la force mécanique imposée entraînera plus facilement un mouvement du résidu sur le substrat plutôt qu'une fragmentation. De plus, les tests de foraminifères agglutinés sont formés d'une épaisse cloison composée de matériel fin puisé dans le sédiment. La résistance de ces tests est alors d'autant plus forte que la cloison est épaisse.

#### *Usure*

Les lagons protégés témoignés dans les séries oxfordiennes sont plus riches en éléments fortement usés que les lagons semi-restreints (Table 7.5). Cela reflète que l'abrasion croît avec l'énergie hydrodynamique du milieu de dépôt. Les coquilles pas à peu usées sont communes dans les dépôts de tempêtes. L'usure est un trait taphonomique difficile à évaluer lorsqu'il est employé dans le fossile. Ce d'autant plus lorsque l'analyse nécessite l'emploi de lames minces.

#### *Encroûtement biogénique et perforation*

La macroperforation s'observe principalement dans les lagons protégés de l'Oxfordien. Elle affecte les coquilles de mollusques et d'échinodermes. Aucune considération taxonomique n'a été menée sur les analyses faites par lames minces. Les marnes de Hautes-Roches disposent de perforation suivant la morphologie d'*Oichnus simplex* (intervalle H7).

Les sections de Vorbourg et Hautes-Roches contiennent des encroûtements biogéniques mis en place dans le sédiment soit par remaniement de coquilles encroûtées ou d'encroûteurs décollés de leur substrat sous influence tidale (intervalle V6), soit par démantèlement de constructions coralliennes encroûtées (HR39, 40). Les cas où la croissance est enregistrée en place sont peu communs. Un cas s'observe au sommet de la section de Hautes-Roches, où les tapis coralliens sont sièges d'un encroûtement développé. La diversité et l'abondance des encroûteurs croît avec la proximité aux domaines récifaux. La teneur en microencroûteurs et macroperforants décroît lorsque le caractère restreint des eaux marines augmente. La microperforation suit le même schéma, cependant les analyses par lames minces ne permettent pas de constater de l'intégralité de la microperforation lorsque celle-ci est associée à la formation d'enveloppe micritique.

Les encroûteurs les plus fréquents sont les serpules et des foraminifères (e.g., *Bullopورا*, *Lithocodium*, *Placopsilina*). Les bryozoaires sont présents. Les squelettes les plus fréquemment encroûtés sont de mollusques et de coraux. Les travaux de Dupraz (1999) fournissent une étude détaillée des modalités d'encroûtements au cours l'Oxfordien supérieur dans le Jura suisse. Cet auteur détaille également les formations microbialitiques de domaine récifal. Celles-ci varient notamment avec les conditions paléoenvironnementales, largement tributaires de fluctuations climatiques et de niveau marin. Ces notions ne seront pas reprises. Comme constaté au Belize, les zones récifales offrent des substrats durs favorisant l'encroûtement et la perforation.

**Table 7.4** - Fragmentation par organisme et par environnement de dépôt des séries oxfordiennes

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Fragmentation</i>	Bivalves	Semi-rest.lagoon	TG3: 25 - 42%	17	TG2: 28 - 37.5%	9.5
		Protected lagoon	TG3: 25 - 43%	18	-	-
	Foraminifera	Semi-rest.lagoon	TG1: 60 - 75%	15	-	-
		Protected lagoon	TG1: 50 - 75%	25	-	-
	Echinoids	Semi-rest.lagoon	TG4: 50 - 66% (100)	16 (50)	TG3: (0) 33 - 50%	(50) 17
		Protected lagoon	TG3: 0 - 100%	100	TG4: 0 - 100%	100



**Table 7.5** - Usure par organisme et environnement de dépôt des séries oxfordiennes

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Wearing</i>	Bivalves	Semi-rest.lagoon	TG2: 33 - 67%	34	TG3: 17 - 50	33
		Protected lagoon	TG3: 25 - 50%	25	-	-
	Foraminifera	Semi-rest.lagoon	TG2: 20 - 100%	80	TG3: 0 - 50	50
		Protected lagoon	TG3: (0) 33 - 60%	(60) 27	TG2: (0)20 - 67%(100)	47 (100)
	Echinoids	Semi-rest.lagoon	TG2: 40 - 67%	27	TG3: 33 - 50	17
		Protected lagoon	TG2: 25 - 67%	42	TG3: 20 - 50	30

L'encroûtement et la perforation augmentent aux alentours de l'échanillon HR25. Ce lieu coïncide avec l'apparition d'organismes broutteurs. Ce mode de nutrition favorise une diminution de la couverture du substrat par des voiles microbiens. Ainsi, la lumière peut pénétrer plus profondément au niveau de l'interface eau-sédiment et permet l'accroissement du taux d'encroûteurs et de perforants (Radtke et al. 1997).

D'après les travaux de Reolid et al. (2007) menés dans l'Oxfordien moyen du Jura français (Doubs), l'encroûtement biogénique et la diversité des microencroûteurs augmentent avec la granulométrie du sédiment. Les sédiments les plus grossiers favorisent le développement d'algues, de serpules et de bryozoaires. Certains foraminifères encroûtants connaissent une restriction écologique puisqu'ils semblent être restreints à inféoder des clastes d'une taille supérieure à 1 millimètre. Ces auteurs établissent également que les coquilles de mollusques et de coraux disposent du plus fort degré d'encroûtements. Les analyses taphonomiques effectuées par Olóriz et al. (2003a) dans des sédiments de l'Oxfordien moyen de l'Espagne méridionale mettent en relation l'évolution de l'intensité de la microperforation et de l'encroûtement avec les variations du niveau marin relatif. Ces auteurs établissent un lien entre vitesse de sédimentation et degré d'infestation par des microperforants. Dans notre cas d'étude, aucune relation de ce type n'a pu être mise en évidence en ce qui concerne la perforation. Cette dernière semble principalement contrôlée par l'environnement de dépôt. Il a cependant été relevé un lien entre variation de l'intensité de l'encroûtement et les vitesses de sédimentation. Par exemple, des fonds légèrement indurés sont reconnus à la base de la section de Vorbourg (intervalle V2). Ils sont associés à des coquilles encroûtées posées en position de stabilité sur une surface sédimentaire. Ce type d'association entre niveau induré et encroûteurs témoigne d'épisode de ralentissement des taux de sédimentation. Ces considérations seront étayées dans le chapitre 8.

### *Micritisation*

La micritisation la plus intense dans les séries sédimentaires oxfordiennes est constatée sur les foraminifères agglutinés de lagons protégés (Table 7.6). Les tests d'*Ammobaculites* et *Pseudocyclammina* sont modérément à fortement micritisés, au point d'être parfois difficile à identifier. Cette micritisation est attribuable à des processus de dissolution/reprécipitation. Dans les lagons semi-restreints, la micritisation des tests est légère à modérée tandis qu'elle est modérée à forte dans les lagons protégés. L'observation conjointe des taphogrammes et des résultats d'analyses taphonomiques présentées en chapitre 5 (Figures 5.9, 5.10 et 5.20 à 5.22) indique que la micritisation dans les lagons protégés en base de section de Vorbourg est plus intense qu'en lagon protégé de Hautes-Roches. Ces deux lagons sont sous influence d'apport silicoclastique. Cependant, la teneur en carbonate est accrue dans les lagons de Vorbourg. Le travail de terrain fait au Belize et les travaux de Best et Kidwell (2000a), entre autres, mettent en évidence que la micritisation est plus efficace dans les domaines carbonatés que sous influence sédimentaire mixte carbonatée-siliciclastique. Les résultats acquis pour l'Oxfordien du Jura suisse vérifient ce fait, mais indiquent également que dans un environnement sédimentaire mixte carbonaté-siliciclastique, plus la quantité de matériel silicaté apporté aux milieux de dépôt est élevée plus la micritisation sera inhibée. Comme précité dans la synthèse du Belize, cette inhibition s'effectue grâce au fer oxydé présent dans les eaux interstitielles qui pourra se combiner aux produits de décomposition de la matière organique et former des précipités de sulfures de fer. À Hautes-Roches, il est d'ailleurs intéressant de constater que la micritisation des assemblages fossiles augmente au passage entre l'intervalle H4 et H5. Or la transition entre ces deux intervalles s'accompagne d'une nette diminution de la teneur en pyrite et en oxyde de fer.

La micritisation des échinodermes est dominée par une couverture micritique légère, n'excédant pas 25% de la surface du bioclaste. La micritisation peut être pénétrative du fait de la structure poreuse du squelette (Bathurst 1971). Les enveloppes micritiques

**Table 7.6** - Micritisation par organisme et environnement de dépôt des séries oxfordiennes

<i>Taphonomic feature</i>	<i>Organism</i>	<i>Depositional environment</i>	<i>Dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>	<i>2<sup>nd</sup> dominant taphonomic grade</i>	<i>Variability (%)</i>
<i>Micritization</i>	Bivalves	Semi-rest.lagoon	TG2: 33 - 67%	34	TG3: 20 - 50%	30
		Protected lagoon	TG3: 20 - 60%	40	TG2: 17 - 40% (50)	23
	Foraminifera	Semi-rest.lagoon	TG3: 25 - 66%	41	TG2: 20 - 66%	46
		Protected lagoon	TG4: 20 - 50%	30	TG3: 17 - 50%	33
	Echinoids	Semi-rest.lagoon	TG2: 40 - 75%	35	TG3: 20 - 50%	30
		Protected lagoon	TG2: 33 - 100%	67	-	-

en périphérie d'article d'échinodermes sont parfois associées à des microperforations. La distribution de ce trait est assez aléatoire pour les échinodermes des sections de Vorbourg et Hautes-Roches. Les fragments de plus petite taille (< 0,5 mm) des lagons semi-restreints sont les plus micritisés.

La micritisation des bivalves est dominée par une couverture micritique légère à modérée. Des microperforations sont associées aux ceintures micritiques. Ces assemblages, notamment dans les lagons protégés, sont décrits par un mélange marqué de grades taphonomiques. Dans l'intervalle V6 au sommet de la section de Vorbourg, la microperforation puis la micritisation précèdent le démantèlement de nombreuses coquilles de mollusques. Le stade final de cette micritisation aboutira à la formation de péloïdes (voir Samankassou et al. 2005).

La micritisation est un processus précoce qui s'effectue avant la dissolution de l'aragonite. En effet, les lagons semi-restreints en base de section de Hautes-Roches contiennent de nombreuses coquilles dont les minéraux constitutifs originels sont dissous. En dépit de cette dissolution, la coquille a été préservée grâce à la formation d'une enveloppe micritique en sa périphérie. Il est donc possible de dresser une brève chronologie des événements. Tout d'abord la coquille aragonitique a subi une micritisation et/ou une pyritisation en sa partie externe. Puis, durant une phase diagénétique

précoce, l'aragonite a été dissoute et les enveloppes biominéralisées ont permis de maintenir un vide. Lors d'une phase plus tardive, la porosité intrasquelettique du sédiment a été progressivement comblée par de la calcite. Dans le cas où aucune biominéralisation périphérique ne se serait effectuée, aucune coquille ne serait préservée. Par conséquent, un biais taphonomique existe, lié à une dissolution préférentielle des coquilles aragonitiques. Cette idée est également supportée par l'occurrence de moules internes de gastéropodes *Bourguetia* dans certaines couches sédimentaires. Ces moules sont systématiquement retrouvés dépourvus de coquille et non fragmentés. Cela nécessite un enfouissement rapide de la coquille de cet épibionte, ainsi préservée de la fragmentation et de la micritisation. Les dépôts de tempête remplissent ces conditions en excluant rapidement les résidus squelettiques hors de la TAZ.

L'existence de ce type d'organisme ne peut pas être attestée dans le cas de coquilles fragmentées puisque les probabilités de préservation de tels résidus sont proches de zéro. La taphonomie des gastéropodes, et de certains bivalves, est donc largement tributaire des conditions de sédimentation d'un lagon. Les dépôts sédimentaires de tempêtes connaissent un enrichissement relatif en coquilles pas à peu altérées et peuvent contenir des coquilles de mollusques aragonitiques. Des cas similaires sont synthétisés pour différents temps géologiques, en considérant la nature chimique des océans, par Cherns et al. (2008).

### 7.4.3 Taphofaciès et facteurs de contrôle

Les travaux comparatifs de taphofaciès récents du Belize et fossiles du Jura suisse ont mis l'accent sur l'importance en taphonomie du rapport « taux d'apport d'éléments altérables/taux d'altération », de la profondeur de la TAZ, du temps de résidence de squelettes carbonatés dans la TAZ et du pouvoir altérant d'un écosystème.

#### *Vitesse d'apport de matériel altérable*

L'intensité de l'altération dépend de la quantité de matériel présent. Si un milieu de dépôt dispose d'une faible quantité de composés squelettiques, l'altération va se concentrer sur le peu de matière altérable et se répartir uniformément sur celle-ci. Lorsque la quantité de matière à disposition augmente, l'altération va se distribuer de façon plus hétérogène suivant la vitesse d'apport squelettique. Au-delà d'un certain taux, les signatures taphonomiques montreront un mélange marqué de grades taphonomiques. Cette vitesse est influencée par :

- Le taux de sédimentation. Un taux de sédimentation faible favorise un rapport « taux d'apport d'éléments altérables/taux d'altération » faible. Au contraire, dans un cas d'apport élevé de squelettes carbonatés l'altération sera distribuée sur un nombre croissant de coquilles. Ces dernières seront donc relativement peu altérées.

- La distance au lieu de production d'organismes benthiques, notamment de mode de vie sessile (e.g. ; coraux, *Halimeda*).

- La distribution post-mortem de squelettes d'organismes benthiques du fait de la dissipation de l'énergie hydrodynamique dans un milieu. Des concentrations coquillières par des phénomènes de tri de particules sont communs dans les lagons (e.g., Davaud et Septfontaine 1995).

#### *Profondeur de la TAZ*

Les processus taphonomiques sont effectifs sur la surface sédimentaire d'un environnement et dans les premiers centimètres du sédiments. L'épaisseur de la TAZ, ou de la couche superficielle de mélange, dépend des facteurs de contrôle d'un écosystème. Il s'agit principalement de la profondeur de pénétration de l'oxygène dans le substrat, de l'épaisseur de sédiment inféodé par des organismes endo- ou semi-benthiques, de la profondeur de sédiment bioturbé ou remanié par les vagues et les courants.

#### *Temps de résidence dans la TAZ*

Le temps de résidence de squelettes dans la TAZ est aléatoire (Flessa et al. 1993). Une coquille peut être enfouie immédiatement après la mort d'un organisme

ou être maintenue dans la TAZ. Le temps de résidence dans la TAZ varie principalement d'après :

- La profondeur de la TAZ.

- Le taux de sédimentation. Un taux de sédimentation faible prolonge le temps de résidence des composés squelettiques dans la TAZ.

- Le degré de remaniement des particules composants un sédiment d'un écosystème par l'action des vagues, des courants, de la bioturbation et donc de l'énergie hydrodynamique et de l'activité biologique d'un milieu.

- Le milieu de vie des organismes. Les endobiontes sont fréquemment moins altérés que les épibiontes.

#### *Pouvoir altérant d'un (paléo-)écosystème*

L'altération s'exprime de façon variable suivant les caractéristiques physico-chimiques et biologiques d'un écosystème. La description de l'altération en termes de trait taphonomique permet de discriminer les processus taphonomiques d'après leur efficacité dans un milieu donné. Par exemple, la micritisation est généralement absente des lagons restreints riches en acides humiques tandis qu'elle est commune dans les lagons ouverts. Le pouvoir altérant d'un écosystème dépend de nombreux paramètres, pouvant être interconnectés. Il s'agit :

- De la nature d'un substrat. Elle varie en fonction de sa composition minéralogique (e.g., teneur en matériel argileux, silicaté, carbonaté), de son degré d'oxygénation, de la teneur en matière organique, de la présence d'acide humique d'origine végétale, de la granulométrie et de la répartition verticale dans le sédiment des chaînes de dégradation bactériennes.

- Du degré d'induration d'un substrat. La présence d'un fond induré favorise le remaniement et le maintien de grains carbonatés dans la TAZ, ainsi que l'installation de populations épibenthiques. La microperforation, l'encroûtement biogénique, l'usure sont particulièrement accentués en présence d'un fond durci. Un substrat boueux offre une limitation de la fragmentation et de l'usure.

- De la stabilité d'un écosystème, qu'il soit mature ou non. Un écosystème est dit stable lorsque ses facteurs biotiques et abiotiques fluctuent peu au cours du temps. Dans ces conditions, le système sera en équilibre, tout comme les processus taphonomiques s'opérant au sein de ce système. Lorsqu'un système est instable et régulièrement perturbé, ses facteurs de contrôle physico-chimiques et biologiques doivent régulièrement se rééquilibrer. Ainsi, les processus taphonomiques seront non constants et donc moins efficaces. Lorsque les perturbations affectant un écosystème sont fortes et impliquent un changement durable des facteurs de contrôle, alors certains processus taphonomiques pourront être accentués. C'est par exemple le cas de la

microperforation et de l'encroûtement accentués au lieu de décharge de nutriments.

Les traits taphonomiques s'expriment d'après les paramètres précités. Il existe également des relations entre les traits taphonomiques mêmes :

- La fragmentation est favorisée par la bioérosion.
- L'usure évolue avec la fragmentation, la micritisation et la bioérosion.
- La microperforation favorise la dissolution/reprécipitation de composés carbonatés.
- La fragmentation et l'usure favorisent le détachement d'encroûteurs biogéniques de leur substrat.

#### 7.4.4 Taphofaciès et environnement de dépôt

Les domaines d'estrans étudiés au Belize reflètent principalement les signatures taphonomiques des lagons ouverts. Les estrans sont alimentés durant des tempêtes par du matériel prélevé dans les domaines en aval du lieu de dépôt, *i.e.* dans les lagons. Une distinction est principalement faite en termes de micritisation. La micritisation est un processus efficace dans les estrans tidaux d'Ambergris Caye du fait de la présence de microperforants et d'un apport épisodique d'eaux météoriques. Les résidus carbonatés d'estrans tidaux enregistrent donc l'altération des lagons ouverts additionnée de celle effectuée après le dépôt en estran.

Dans les domaines restreints, la signature taphonomique est liée à l'isolement plus ou moins marqué du milieu et donc au degré d'influence marine. Les domaines les plus isolés du Belize et du Jura suisse sont particulièrement riches en argiles et montrent une usure et une fragmentation en moyenne légère et une micritisation nulle au Belize. Puis, plus le milieu devient ouvert plus le taphofaciès enregistre un mélange de signatures taphonomiques.

Les lagons semi-restreints du Belize et de l'Oxfordien sont inféodés par une vie benthique à faible diversité mais abondante. Cela reflète les conditions particulières de ces environnements qui sont dans le cas du Belize principalement contrôlés par une salinité fluctuante, tandis qu'une faible oxygénation prévaut dans l'Oxfordien du Jura suisse. Ces différents lagons vont se distinguer par des signatures taphonomiques particulières. Au Belize, les lagons intra-insulaires se démarquent par la formation d'une concentration coquillière exceptionnelle avec de nombreuses coquilles bien préservées. Le « lagon de Chetumal » se caractérise par une micritisation commune à forte des foraminifères *Peneroplis*. Dans l'Oxfordien, les lagons semi-restreints se distinguent par une pyritisation et une dissolution élevées.

Les lagons ouverts du Belize et du Jura suisse montrent une large diversité de taphofaciès. Chaque écosystème dispose de sa propre signature taphonomique. Les seules tendances généralisables sont que :

- La fragmentation, l'usure et la micritisation augmentent avec l'énergie hydrodynamique.
- La distribution granulométrique des particules carbonatées d'un lagon connaît une influence sur les taphofaciès car les particules sont d'autant plus sensibles à la dissolution que leur taille diminue.
- L'encroûtement biogénique et la perforation sont favorisés à proximité de récifs. En ces lieux, l'apport de débris coralliens constitue un fond durci idéal pour l'installation de certaines communautés épibenthiques.
- Les domaines soumis à un apport de composés siliciclastiques et de nutriments sont moins favorables à la dissolution, mais plus favorable à la bioérosion, que les domaines sédimentaires à dominante carbonatée.

Ces succincts résultats d'analyses taphonomiques établissent un lien entre les environnements sédimentaires (domaine carbonaté ou mixte carbonaté-siliciclastique), les environnements de dépôt, le type et le degré d'altération. Parsons-Hubbard (2005) relate que les taphofaciès sont composites, c'est-à-dire formés de différents traits taphonomiques et degrés d'altération, et que chaque environnement de dépôt est caractérisé par une signature taphonomique. Bien que ce constat soit correct, il fait abstraction d'une part importante de la complexité de la signature taphonomique. En effet, chaque trait taphonomique s'exprimera, ou ne s'exprimera pas, d'après les conditions de l'écosystème où il se trouve. La notion d'écosystème est importante à considérer, principalement dans le cas de lagons ouverts qui disposent d'une forte variabilité latérale. De ce fait, les signatures taphonomiques s'exprimeront en fonction de la mosaïque d'écosystèmes. Les travaux de Fürsich et Oschmann (1993) et de Staff et al. (2002) établissent que des assemblages squelettiques de milieux de dépôts différents peuvent présenter une signature taphonomique similaire, d'où la difficulté d'établir une cartographie des taphofaciès d'une aire géographique.

#### 7.4.5 Taphonomie comparative

La taphonomie comparée entre assemblages benthiques fossiles et assemblages récents fournit des conclusions relativement similaires. Les modalités d'altération énoncées dans les paragraphes 7.4.3 et 7.4.4 sont applicables tant dans l'étude de paléoécosystèmes que d'écosystèmes. Une distinction remarquable a été constatée concernant la signature taphonomique pour la fragmentation, voire l'usure, de mollusques entre assemblages fossiles et récents. Les assemblages

fossiles sont généralement appauvris en représentants du grade taphonomique 1 comparativement aux assemblages récents de sédiments de surface de lagons. Les sédiments de surface prélevés au Belize montrent un taphofaciès dans un état non-définitif. La taphonomie est actuellement effective dans ces environnements, ainsi, les sédiments sont enrichis en coquilles d'organismes morts récemment, donc non fragmentées, voire non usées. La préservation de résidus non fragmentés dans le fossile est liée à la formation :

- De dépôts de tempêtes qui induisent une exclusion rapide des coquilles hors de la TAZ.
- De couches sédimentaires riches en argiles qui favorisent une faible fragmentation et une faible usure.
- De niveaux coquilliers denses où le rapport « taux d'élément altérables/taux d'altération » est élevé.

Des cas similaires de potentiel de préservation accru existent dans les sédiments holocènes du Belize. On y trouve également une bonne préservation autorisée par un enfouissement rapide de particules dans la colonne sédimentaire due à l'activité de *Callianassa*, ainsi que par comblement de certains terriers. Les activités biologiques associées induisent une exclusion rapide de coquilles de la TAZ.

#### 7.4.6 Time-averaging

La majorité des bivalves enregistrés dans les séries de Vorbourg et Hautes-Roches est endobionte. Il est alors légitime d'envisager que bon nombre de coquilles d'organismes morts dans le sédiment soient retrouvées entières ou peu fragmentées ou peu usées. Ce qui n'est pas le cas, à l'exception de dépôts de tempêtes. Seuls les bivalves des morphotypes 1 et 3 sont à l'état pas ou peu fragmentés dans les sédiments des intervalles de base de la section de Hautes-Roches. Leur préservation a été favorisée par leur petite taille et une mise en place dans un lagon semi-restreint d'hydrodynamisme limité et dont le sédiment mis en place est appauvri en oxygène. Un constat similaire est fait dans les sédiments récents du Belize où un seul bivalve entier en position de vie a été trouvé dans les lagons ouverts d'Ambergris.

Cela met l'accent sur le fort mélange sédimentaire qui s'opère en surface de lagons ouverts et sur la notion de time-averaging. Dans les lagons ouverts des séries sédimentaires oxfordiennes, l'agencement des résidus coquilliers permet de distinguer une évidente origine sédimentologique, c'est-à-dire née de processus physiques. Les accumulations strictement biogéniques telles que décrites par Kidwell (1986) et Fürsich (1995) sont absentes (*i.e.*, accumulations mises en place par un comportement grégaire d'organismes colonisant un

milieu ou par l'action d'organismes qui prélèvent des coquilles en un lieu et les concentrent en un autre). Certains sédiments montrent un aspect bioturbé. Les bioturbations se marquent grâce à un agencement de coquilles qui suivent le mouvement induit par le passage d'un organisme. Cependant, les coquilles impliquées dans le mouvement appartiennent très rarement à un unique organisme. Il s'agit principalement de résidus squelettiques d'origines diverses. Il en est de même dans le cas d'accumulations sédimentologiques.

Ce constat simple met en avant le mélange de plusieurs générations de populations dans la couche supérieure du sédiment correspondant à la TAZ. En d'autres termes, il est remarquable que la presque totalité des résidus squelettiques de lagon ouvert est intégrée dans la TAZ, même dans le cas d'organismes endobiontes. Dans la section de Hautes-Roches, seuls quelques moules internes entiers de *Pholadomya* ont été relevés. Ces bivalves appartiennent à l'endofaune profonde. Le trait taphonomique permettant de faire une légère distinction entre épifaune et endofaune est l'encroûtement. En effet, les coquilles d'huîtres et d'inocérames disposent d'un taux plus élevé d'encroûtement que les bivalves endobenthiques. Les analyses taphonomiques conduites par Best et Kidwell (2000b) et Lazo (2004) témoignent d'une altération accrue sur les squelettes d'épifaunes relativement aux endofaunes. Ces auteurs justifient ces différences par un temps initial d'exposition dans la TAZ plus long pour les épifaunes.

Le degré d'altération de squelettes carbonatés dépend principalement du temps de résidence dans la TAZ et des facteurs de contrôles de (paléo-)écosystèmes. Pour comprendre et interpréter l'évolution taphonomique au sein de séquences de dépôt, il est donc incontournable de mener une analyse sédimentologique à très haute résolution en parallèle de l'étude des taphofaciès, et de discriminer le maximum de repères temporels dans les séries sédimentaires (e.g., discontinuités, degré de bioturbation).



## 8. TAPHOFACIÈS ET STRATIGRAPHIE INTRASÉQUENTIELLE

Les dernières décennies ont connu l'essor de la stratigraphie séquentielle (e.g., Vail et al. 1977, Van Wagoner et al. 1988, Galloway 1989, Homewood et al. 1992). Cette discipline permet d'aborder les causes, la chronologie, les modalités du remplissage et l'architecture de bassins sédimentaires (e.g., agencement chronostratigraphique, partitionnement volumétrique). Un pas vers la standardisation des méthodes d'analyse de stratigraphie séquentielle a été effectué par Catuneanu et al. (2009) afin d'adopter une philosophie commune mais flexible de cette discipline. Un pan de cette flexibilité est offert aux systèmes carbonatés du fait de leur particularité à être tributaires d'incidences biologiques et chimiques, contrairement aux systèmes siliciclastiques régis par des processus physiques. Dans les systèmes carbonatés s'opère une balance entre ce que Catuneanu et al. désignent sous les termes d'accommodations physique et écologique. L'espace d'accommodation physique est dicté par le changement du niveau de base correspondant à « la surface d'équilibre en dessous de laquelle le sédiment se dépose, en dessus de laquelle il y a érosion » (Homewood et al. 2000). L'espace disponible pour accumuler du sédiment varie d'après des fluctuations d'origine tectonique et/ou eustatique. Dans un bassin sédimentaire, les changements d'accommodation s'effectuent à des vitesses variables dans le temps et dans l'espace. En domaine de plate-forme, les systèmes carbonatés vont s'adapter au changement d'espace disponible et s'ériger en fonction du taux de variation du niveau de base et du potentiel de production organique (Kendall et Schlager 1981). Par exemple, d'après la vitesse de montée du niveau marin relatif, un système pourra soit se maintenir ou être incapable de compenser le changement et se démettre (« keep-up » ou « give-up »). En cas de chute du niveau de base, le système est dicté par l'accommodation physique et va subir une progradation vers la mer ouverte.

Les variations du niveau de base et l'aptitude écologique associée dictent la succession sédimentaire. Ces fluctuations sont d'amplitude et de durée variables.

Elles agencent des séquences de dépôt délimitées par des surfaces stratigraphiques diagnostiques.

Les séquences sont parfois reconnues avec un empilement de faciès sous l'impulsion de phénomènes cycliques de périodicités remarquables. Ces périodes, d'environ 20, 40, 100, 400 ka, correspondent aux cycles de Milankovitch. Les cycles sont liés à des processus d'interactions gravitaires entre les différents éléments de notre système solaire (e.g., Berger 1978, Berger et Loutre 1994). L'excentricité traduit l'écart de degré d'ellipticité de l'orbite terrestre qui varie suivant des périodes d'environ de 100 et 400 ka. L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et le plan orbital. Cet angle varie entre 22 et 25° avec une période de 41 ka. Enfin, la Terre connaît un mouvement de précession, ou de pivot de son axe de rotation telle une toupie, qui s'effectue en environ 26 ka. Le mouvement orbital étant soumis à une trajectoire elliptique, la position de l'aphélie ne reste pas constante au cours du temps. Ces deux derniers mouvements sont de sens opposés et leur combinaison entraînera le passage du périhélie de la Terre à un équinoxe donné suivant une période moyenne de 21 ka. Ces périodes sont définies dans le cas de l'Holocène. Les paléoenvironnements sédimentaires anciens étaient soumis à des cycles d'obliquité et de précession de plus courtes périodes (Berger et al. 1989).

Ces différents cycles créent des variations de l'insolation subie par la Terre, avec des degrés variables suivant la latitude. Par exemple, l'obliquité est fortement enregistrée aux hautes latitudes tandis que la précession aura un impact maximal aux basses latitudes. La cyclostratigraphie se concentre sur « l'identification, la caractérisation, la corrélation et l'interprétation » de ces variations cycliques lorsqu'elles sont enregistrées dans les sédiments (voir les concepts et définitions de Strasser et al. 2006). Bien qu'il existe des cyclicités astronomiques de plus courtes périodes, comme par exemple liées à l'activité de tâches solaires (e.g., Barron et al. 2003), les séries sédimentaires fossiles de l'Oxfordien n'en font pas état et restent gouvernées par les cycles de Milankovitch.

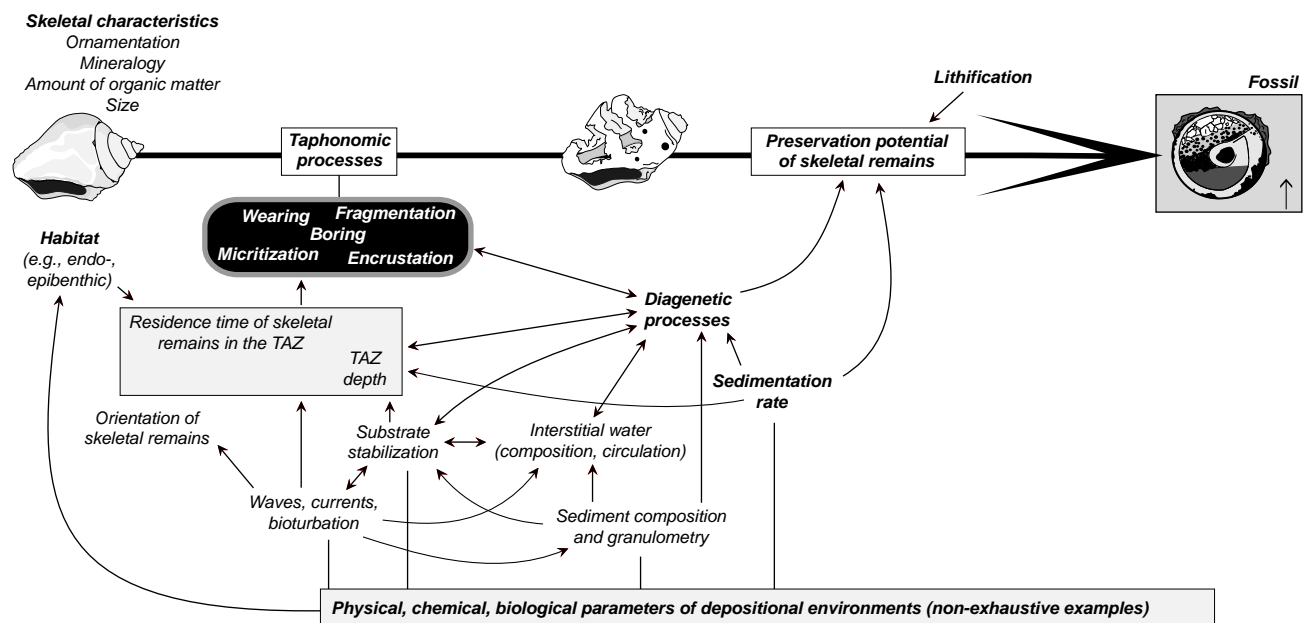
La littérature définit ces processus comme allocycliques, c'est-à-dire exercés sous un contrôle extérieur au système sédimentaire (e.g., Strasser 1991, Guillocheau 1995). Ces processus peuvent être d'ordre eustatique et dictés par les cycles de Milankovitch, ou d'ordre tectonique et dictés par l'évolution géodynamique de bassins. Les bassins connaissent également un contrôle sédimentaire interne, lié à l'accumulation, à la déstabilisation de masses, à la migration latérale de corps sédimentaires et à l'hydrodynamisme d'un milieu (crues, marées, tempêtes). Ces cycles étant propres au domaine sédimentaire sont dits autocycles. Ils sont responsables d'une redistribution de sédiments dans un système (Schwarzacher 2000).

La stratigraphie séquentielle et la cyclostratigraphie ont permis à Pittet (1996), Dupraz (1999), Hug (2003) et Védrine (2007) d'étudier suivant quelle chronologie, sous l'impulsion de quel processus et avec quelle répartition sédimentaire s'est installé le système mixte carbonaté-siliciclastique de la plate-forme oxfordienne du Jura suisse. Ces auteurs ont reconnu et délimité des séquences dépositionnelles de 20, 100 et 400 ka correspondant aux cycles de précession et de l'excentricité de l'orbite terrestre. Grâce à ce cadre stratigraphique bien contraint de la plate-forme oxfordienne, il est devenu possible d'aborder l'agencement des faciès au sein même d'une séquence élémentaire de dépôt de 20 ka. Celle-ci traduit le plus court cycle de changements environnementaux reconnaissable d'après les évolutions de microfaciès (Strasser et al. 1999).

La stratigraphie intraséquentielle vise à comprendre la répartition des microfaciès, et des taphofaciès, au sein de séquences élémentaires de dépôt. Cette discipline tend à distinguer les durées des processus ayant engendré la distribution des faciès intraséquentiels. Dans ce cas, la démarche employée doit être précédée de l'identification et de la compréhension des processus physiques, chimiques et biologiques responsables de l'organisation sédimentaire d'une séquence.

Le chapitre précédent et la figure 8.1 rapportent que l'évolution de squelettes d'organismes benthiques sur une plate-forme carbonatée dépend des conditions écologiques d'un milieu, de la quantité d'éléments altérables à disposition, du temps de résidence dans la TAZ, ainsi que de caractéristiques propres aux organismes (habitat, structure squelettique). Par exemple, la teneur en matière organique constitutive de coquilles diminue la vitesse d'altération de celles-ci. La taille des résidus modifie le taux de dissolution des squelettes carbonatés. L'action de vagues, de courant, de bioturbation, de stabilisation de substrat influence le temps de résidence dans la TAZ.

Tout processus qu'il soit physique, chimique ou biologique, est fonction du temps. L'efficacité d'un processus est exprimée grâce à la description de la quantité de modification subie par un squelette en un laps de temps. La notion de vitesse est alors essentielle à prendre en compte lors d'analyse taphonomique puisqu'elle est une simple équation de la modification d'un état au cours du temps. Suivant cette logique, il devient nécessaire de discriminer les indices



**Figure 8.1** - Représentation schématique des principaux processus taphonomiques, durant leur évolution synsédimentaire et diagénétique, affectant une coquille depuis la mort d'un organisme jusqu'à son observation dans l'enregistrement fossile (TAZ : zone taphonomiquement active)



temporels enregistrés dans les séries sédimentaires, qui témoignent des processus influençant la production organique carbonatée, l'altération et la préservation de grains squelettiques. Les cycles de variation du niveau marin relatif sont généralement envisagés d'après la reconnaissance de la position du niveau de base au cours du temps. Il faut également considérer les cycles d'après la vitesse de changement d'accommodation puisque ces fluctuations ne se font pas à vitesse constante (Figure 8.2).

Les changements des taux d'accommodation et de sédimentation modifient la durée disponible pour la réalisation des processus taphonomiques. L'altération de résidus squelettiques peut alors s'exprimer comme la combinaison d'une durée de taphonomie effective et du potentiel d'expression des traits taphonomique dans un écosystème donné.

Dans notre cas d'étude, deux principaux repères temporels d'échelle inférieure à 20 ka sont reconnus :

- Il s'agit tout d'abord de dépôts événementiels. Les dépôts de tempêtes sont communs dans les plates-formes de l'Oxfordien du Jura suisse et de l'Holocène du Belize. Les tempêtes traduisent un événement bref et un taux de sédimentation élevé par rapport au taux de sédimentation d'arrière-fond (« background sedimentation »).

- La reconnaissance de discontinuités, de surfaces sédimentaires, d'horizons condensés permet de discriminer de longs épisodes de sédimentation nulle à faible ou des périodes d'érosion.

Il est essentiel de garder à l'esprit qu'une distorsion temporelle peut s'effectuer par perte de matériel sédimentaire préalablement enregistré. Dans ce cas, l'absence d'indice ne signifie pas « qu'il ne se passe rien », mais que du matériel a disparu. Aucun repère temporel ne pourra l'attester. Cette perte est fréquemment expliquée par érosion ou transport de matériel. La dissolution engendre également une importante perte de

matériel sédimentaire.

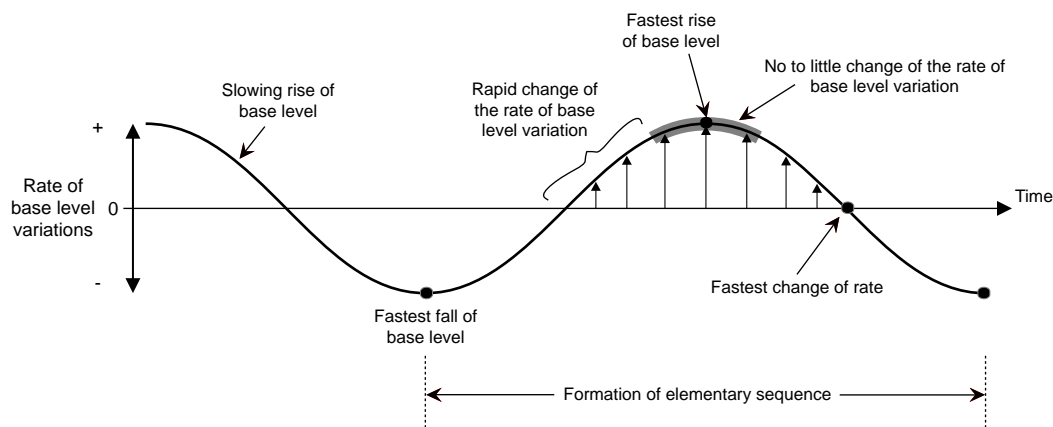
La très haute résolution réclamée par l'analyse intraséquentielle fournit une bonne reconnaissance des signatures sédimentologiques et taphonomiques de séquences élémentaires de dépôt et de leurs évolutions. Cela permet d'appréhender la chronologie des événements ayant mis en place les sédiments de dépôts intraséquentiels et d'aborder les variations des taux de sédimentation associés.

## 8.1 Repères temporels

La stratigraphie intraséquentielle doit être menée par la recherche de repères temporels dans les séquences élémentaires. Celles-ci sont alors considérées comme résultant de l'installation d'un (paléo-)écosystème et de son évolution. Au cours du temps, un écosystème connaît des perturbations et/ou des successions écologiques (Dajoz 1985).

Une perturbation constitue un événement de courte durée qui va modifier l'écosystème sans pérennité. L'incendie est l'exemple le plus commun en milieu continental. En milieu marin, les perturbations sont généralement d'origine climatique, gravitaire, chimique, voire biogénique (e.g., tempêtes, décharges sédimentaires, bloom phytoplanctonique). Plus la perturbation est forte, plus un écosystème sera amené à régresser.

Les successions écologiques correspondent à l'évolution naturelle d'un écosystème depuis son stade primaire, peu évolué et instable vers un stade final, évolué, mature et stable. Ces successions sont rarement reconnues dans les séries sédimentaires fossiles du fait de leur durée de mise en place souvent inférieure au time-averaging (Brett 1998, Brett et al. 2007). Ces auteurs rapportent des temps de succession écologique de l'ordre de la dizaine au millier d'années.



**Figure 8.2** - Modèle de séquence élémentaire théorique et taux de variation du niveau de base au cours du temps (modifié d'après Catuneanu 2002)

Les changements biotiques enregistrés à l'échelle de milliers voire centaines de milliers d'années sont parfois reconnus comme suivant un conditionnement d'habitats strict et itératif (au sens d'« habitat tracking » de Brett 1998). C'est-à-dire que le changement biotique enregistré verticalement dans une série sédimentaire dispose d'un caractère prédictif car ce changement est récurrent dans diverses séries témoignant de milieux comparables. De plus, s'y reflètent les changements latéraux de faciès d'un environnement de dépôt. D'un point de vue sédimentologique et taphonomique, ce type de changement est bien décrit par exemple par les études de Fürsich et Oschmann (1993), Brett (1995, 1998), Olóriz et al. (2002), Fürsich et Pandey (2003) ainsi que par le présent travail dans le cas de la section de Hautes-Roches (voir chapitre 5 et paragraphe 8.1.2).

Les changements de communautés décrits par la stratigraphie intraséquentielle correspondent aux processus s'opérant à une échelle de temps intermédiaire entre la succession écologique et l'habitat tracking. Pour des durées de processus de l'ordre de 1000 à 10000 ans, Brett et al. (2007) emploient les termes de remplacements biotiques graduel et disjoint. Les premiers traduisent les changements progressifs et graduels entre deux biofaciès. Les remplacements disjoints font référence au passage abrupt d'un biofaciès à un autre. Du point de vue des taphofaciès, les analyses des séries sédimentaires oxfordiennes et holocènes ont permis de mettre en évidence des changements similaires.

### 8.1.1 Perturbations

Les changements de taphofaciès peuvent résulter de la perturbation d'un écosystème par un événement de courte durée (Figure 8.3). Au sein d'une plate-forme carbonatée, il peut s'agir de l'apport d'un sédiment environnant par déstabilisation gravitaire en amont ou à proximité du lieu de dépôt. Par exemple, une instabilité gravitaire autocyclique en milieu fluviale ou deltaïque pourra se répercuter sur la plate-forme adjacente. Selon l'ampleur du processus en cause, la perturbation de l'écosystème étudié sera plus ou moins marquée et durable. Par exemple, l'échantillon HR31 témoigne d'un apport bref de matériel silicaté qui a perturbé très localement la signature taphonomique mais sans effet durable sur celle-ci. En effet, les sédiments au-delà de l'échantillon disposent d'un taphofaciès similaire au précédent. Ce type de perturbation s'effectue probablement à courte échelle de temps. Il est intéressant de s'interroger sur les conditions de sédimentation qui ont permis sa préservation. Dans le cas de Hautes-Roches, la cause pourrait se trouver dans la transition entre un épisode de haut niveau marin

précoce et tardif. Du matériel gréseux se serait accumulé en zone intertidale, puis aurait été remanié pendant une inversion de tendance du niveau marin relatif. Le matériel remanié, ensuite déposé au fond du lagon protégé adjacent, aurait été préservé par la progradation de sédiments en son sommet. Dans un lagon sous sédimentation régulière, le matériel allochtone aurait été intégré de façon prolongée dans la TAZ puis le sédiment homogénéisé. Cet exemple met en avant les conditions nécessaires à l'enregistrement de repères temporels événementiels dans les séries sédimentaires fossiles. En effet, ce type de repère, d'épaisseur centimétrique, sans indice de ralentissement du taux de sédimentation, n'existe que grâce à une préservation atypique, d'où sa rare occurrence. Des cas comparables d'injection de quartz grossiers dans un sédiment plus fin sont observés à l'échelle de la lame mince dans les lagons protégés de Placencia. Toutefois, la TAZ active et efficace rend la probabilité de préservation de ces niveaux très faible.

Dans le cas d'apport événementiel de matériel par des tempêtes, les processus sont relativement similaires. Cependant, l'épaisseur de sédiment transporté peut surpasser l'épaisseur de la TAZ. Les probabilités de préservation de ces dépôts sont alors augmentées. Concernant la plate-forme oxfordienne, la section de Vorbourg montre de fréquents dépôts de tempêtes présentant des terriers en leur sommet. Ce dernier est souvent associé à une surface indurée (e.g., intervalles V1, V4). Ces critères sédimentologiques indiquent que l'événement de tempête a été suivi d'un épisode de sédimentation lente, ayant permis aux sédiments de s'indurer et aux terriers de se maintenir. À Hautes-Roches, les tempestites sont préservées au sein de nodules, traduisant également que le sédiment a subi une cimentation précoce autorisée par de faibles taux de sédimentation. Cependant, le degré d'induration est moindre que dans la section de Vorbourg. Cela peut s'expliquer par la fraction boueuse abondante à Hautes-Roches. De plus, la fréquence de dépôts de tempête, relativement à l'ensemble de la série sédimentaire, est plus élevée à Vorbourg qu'à Hautes-Roches. D'après les travaux de Brett et Baird (1986), lorsque la fréquence relative de dépôts de tempête est élevée cela indiquerait que la sédimentation d'arrière-fond est faible. En d'autres termes, la sédimentation d'arrière-fond serait plus faible à Vorbourg qu'à Hautes-Roches. Cette hypothèse est également soutenue par la fréquence accrue d'oncoïdes dans la section de Vorbourg par rapport à la section de Hautes-Roches. Les oncoïdes nécessitent en effet des taux de sédimentation faibles pour se former (Olóriz et al. 2003a, Védrine et al. 2007). Cette observation met l'accent sur les variations latérales des taux de sédimentation au sein d'un même environnement

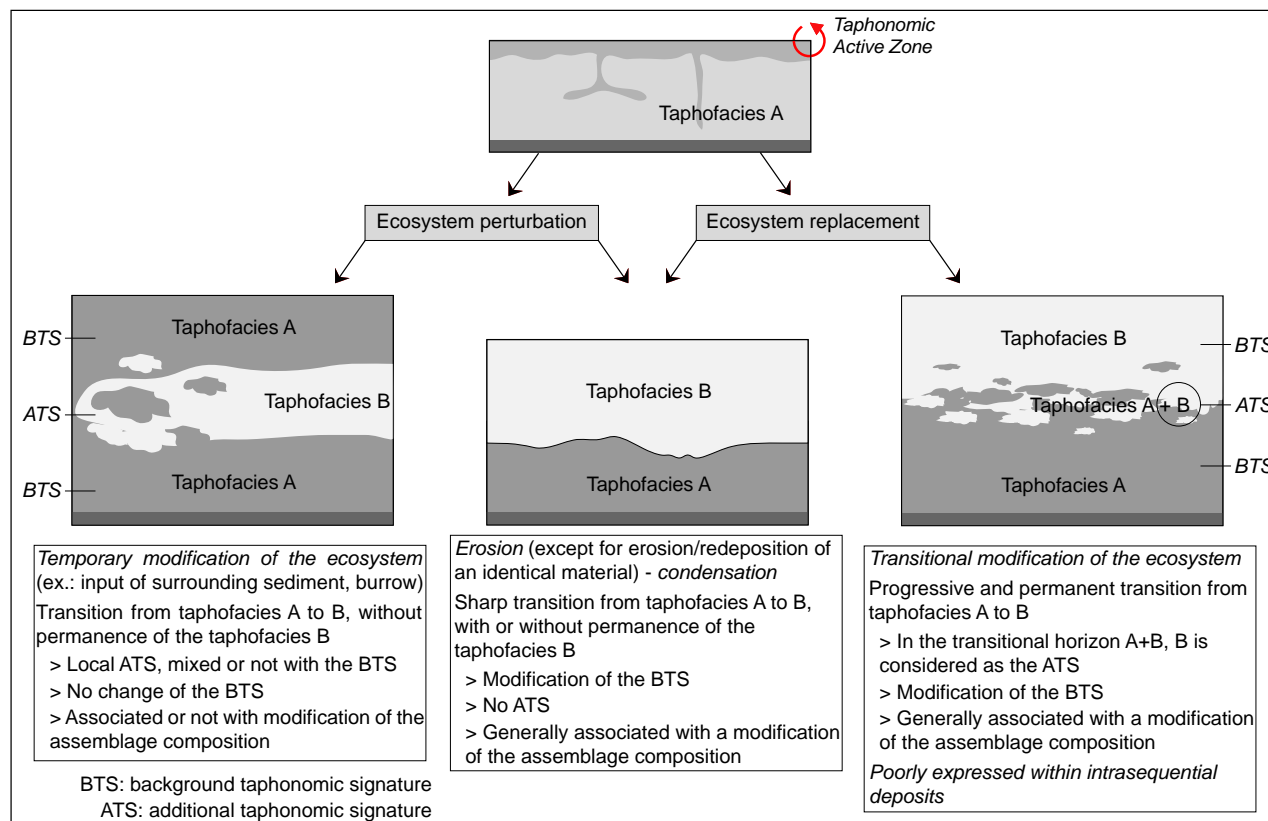


Figure 8.3 - Modalités d'évolution d'écosystèmes et signatures taphonomiques associées

de dépôt. Les travaux de Samankassou et al. (2003), menés sur des séries sédimentaires de la plate-forme oxfordienne du Jura suisse, montrent également qu'il existe une forte disparité latérale dans la distribution sédimentaire durant un même cycle de variation du niveau marin relatif. Cette disparité engendre des variations latérales des taux de sédimentation. Pittet (1996) indique que la plate-forme du Jura au cours de l'Oxfordien ne disposait pas d'un substratum plat et uniforme mais d'une morphologie variable présentant des reliefs négatifs canalisant les matériaux terrigènes. La section de Hautes-Roches serait soumise à cette configuration géomorphologique.

Les tempêtes sont principalement enregistrées dans les dépôts de haut-niveau marin des sections oxfordiennes, tout comme au Belize. Cette distribution traduit la réduction de l'espace d'accommodation suite à l'enneigement maximal d'une plate-forme qui induit une diminution relative de la limite d'action des vagues de tempêtes (e.g., Einsele et Bayer 1991). Par conséquent, les tempestites seront plus fréquentes voire plus épaisses, favorisant ainsi leur préservation. Dans le cas de l'Holocène, la majorité des dépôts échantillonnés appartient à un épisode de haut niveau marin relatif. Cela empêche toute comparaison avec d'autres épisodes de dépôt.

Le lagon de Placencia au Belize témoigne d'un événement lié à une injection importante de matériaux argileux suite à un phénomène de crue exceptionnel des rivières adjacentes (Monkey River ; carottage P12). L'épaisseur d'argiles en face de l'embouchure de la rivière est suffisamment importante pour perturber la signature taphonomique et la composition des faunes. La micritisation et l'abondance spécifique diminuent alors, du fait de la richesse en argiles. Bien qu'issu d'une intense perturbation, cet événement a eu une incidence limitée sur la signature taphonomique dans les lagons ouverts au nord de l'embouchure de la Monkey River. Cela traduit l'aspect localisé de certaines perturbations qui affectent un environnement de dépôt ainsi que l'efficacité de la TAZ dans les milieux ouverts.

Les perturbations ont un effet temporaire sur la sédimentation. Du point de vue de la signature taphonomique, elles ont une incidence locale et non permanente. Le caractère événementiel des perturbations rend leur préservation très informative lors d'étude d'enregistrements fossiles. En effet, la préservation de ces événements indique soit :

- Qu'ils sont suivis d'un enfouissement rapide donc d'un taux de sédimentation élevé.
- Qu'ils sont préservés en association à des phases de cimentation lors de phases diagénétiques précoces

donc durant une sédimentation à taux nulle ou faible.

– Que l'épaisseur sédimentaire associée excède la profondeur de la TAZ. Cette configuration offre la possibilité d'observer la signature taphonomique à un instant donné d'une partie de la colonne sédimentaire. Les sédiments associés sont fréquemment enrichis en résidus squelettiques peu altérés relativement aux sédiments mis en place sous une sédimentation d'arrière-fond.

Un taphofaciès peut être localement perturbé par un second taphofaciès additionnel suite à l'activité d'organismes benthiques. Ce peut être le cas du passage d'organismes fouisseurs, tels que des crabes, pouvant laisser un terrier qui sera comblé d'un sédiment d'un faciès et taphofaciès différent de l'encaissant. Ce type de perturbation du taphofaciès peut également découler de comportements particuliers d'organismes, comme par exemple dans le cas des *Callianassa* qui effectuent une redistribution granulométrique et taphonomique du sédiment (Tudhope et Scoffin 1984).

### 8.1.2 Discontinuités et horizons condensés

Dans les séries sédimentaires fossiles, les discontinuités traduisent soit un changement rapide de sédimentation, soit une limite entre deux faciès accentuée par diagenèse, soit un épisode d'émersion de la plate-forme, soit un niveau condensé (Hillgärtner 1999 ; voir Planche 5). Les surfaces mises en place sous l'impulsion de cycles de variations du niveau marin relatif à basse ou moyenne fréquences sont généralement bien exprimées en domaine de plates-formes.

D'après la littérature, les stades précoces transgressifs mettent en place des accumulations coquillières caractérisables par des résidus témoignant d'un remaniement prolongé, une forte abrasion, une fragmentation commune, un degré d'encroûtement et de perforation pouvant être important et un time-averaging élevé. Les bivalves sont désarticulés et leurs coquilles souvent disposées avec la face convexe orientée vers le haut (Fürsich et Oschmann 1993, Brett 1995, Anderson et McBride 1996, Fürsich et Pandey 2003). Ces horizons condensés correspondent au temps de latence marquant le début d'ennoiement d'une plate-forme, lorsque l'accommodation est créée trop rapidement pour être compensée par la sédimentation (Catuneanu 2002). Ce temps est désigné sous le terme de « lag time » (Strasser 1991, Tipper 1997). Kendall et Schlager (1981) rapportent des temps de latence de 500 à 1000 ans pour l'Holocène. Généralement, les dépôts associés se mettent en place sous des conditions de haute énergie

(Brett 1995). L'agencement coquillier et le taphofaciès témoignent alors de processus physiques dominants.

Les périodes d'affamement sédimentaire liées aux épisodes d'ennoiement maximal de plate-formes composent des niveaux sédimentaires fortement condensés. Ils se mettent en place lorsque l'augmentation du niveau de base est trop rapide par rapport à la productivité et le taux d'accumulation du système carbonaté. Celui-ci aura alors de faibles capacités à s'adapter et la production organique tendra à diminuer (Pasquier et Strasser 1997). Les accumulations coquillières mises en place durant cet épisode montrent un tri faible, une bioturbation marquée, les coquilles sont orientées de façon aléatoire, le degré d'encroûtement et de perforation est fort, et il est possible de trouver des organismes articulés et en position de vie. Ces conditions témoignent d'un niveau marin haut, un taux de sédimentation réduit, une énergie hydrodynamique faible qui vont favoriser les processus d'altération chimique et biologique (Fürsich et Oschmann 1993, Brett 1995, Fürsich et Pandey 2003, Olóriz et al. 2004). Ainsi les résidus squelettiques enregistrés durant ces épisodes seront communément dissous, microperforés et/ou encroûtés. Lorsque les conditions se maintiennent dans le temps, une cimentation marine précoce peut s'effectuer et aboutir à la constitution d'un fond durci. Gruszczynski et al. (2002) mettent en avant des conditions de formation de hardground favorisées par une forte dégradation de matière organique sous condition aérobie puis anaérobie, permettant à des processus de dissolution/reprécipitation de s'effectuer assez rapidement. Dickson et al. (2008) décrivent des processus relativement similaires d'induration de fond de lagon liée à une cimentation précoce de carbonates. Cette cimentation est accompagnée d'un stade de pyritisation et de formation de néomorphoses transitionnelles allant de la micrite à la microsparite. Munnecke et al. (1997) établissent que la microsparitisation de boue aragonitique est commune et peut s'instaurer assez rapidement durant un stade diagénétique précoce. La concentration de fer est courante dans les épisodes de condensation (Brett et Baird 1986, Canfield et Raiswell 1991). Un cas comparable est relaté dans le chapitre 5 (intervalle V4). L'installation d'un fond induré pourra conduire à un feedback taphonomique, c'est-à-dire que le fond du lagon pourra être siège d'installation d'une faune adaptée à un fond durci, en lieu d'un précédent substrat meuble (Kidwell 1986, Fürsich et Pandey 2003).

Les travaux de Fürsich et Pandey (2003) décrivent l'existence de concentrations coquillières formées durant le haut niveau marin relatif. Ces concentrations

de matériel marquent un lieu d'amalgame et de condensation de repères temporels, né du remaniement de générations de communautés antécédentes mélangées aux générations en place. Brett (1995) rapporte l'existence d'une concentration bioclastique relativement comparable dénommé horizon précurseur (precursor bed). Il est formé pendant le haut niveau marin tardif par remaniement de dépôts sédimentaires formés voire consolidés durant le stade précoce du haut niveau marin. Les récents travaux taphonomiques de de Francesco et Hassan (2008) menés en domaine estuarien d'Argentine établissent clairement qu'un important mélange temporel s'effectue à la transition entre les stades précoce et tardif de haut niveau marin. Cet état est d'autant plus accentué que l'on s'approche des domaines inter- à supratidaux de plates-formes.

Certains horizons sédimentaires sont caractérisés par une nodulisation importante. La formation de concrétions carbonatées s'effectue grâce à une cimentation précoce durant des épisodes de ralentissement du taux de sédimentation (Bathurst 1974, Allison et Pye 1994, Bréhéret et Brumsack 2000). El Albani et al. (1997) mettent l'accent sur la cimentation rapide de sédiments dont l'eau de porosité est rendue alcaline suite à l'action de bactéries sulfato-réductrices. Ces auteurs établissent un lien probable entre la taille des nodules et le temps de faible sédimentation. Dans les sections de Hautes-Roches et Vorbourg, les nodules enregistrent souvent des figures sédimentaires de tempêtes. Ces concrétions trouvent probablement leur origine dans la dissolution de squelettes aragonitiques (Wheelely et al. 2008). Les ions mis à dispositions constitueront une source pour la cimentation rapide de concrétions autour de nucléus de nature carbonatée (Brett 1995, Cherns et al. 2008).

Les processus de cimentation varient avec le degré de saturation des eaux marines et interstitielles vis-à-vis des carbonates, de la circulation des eaux de porosité, de la température (Tucker et Wright 1990, Nelson et James 2000). Les travaux de Macintyre et Aronson (2006) mettent l'accent sur l'abondance de boue carbonatée issue de processus de précipitation, au côté de biocomposés carbonatés re-précipités, dans les lagons ouverts sous climat subtropical, notamment au Belize. Ces auteurs insistent sur l'état non lithifié de cette boue dans les sédiments de fonds de lagons. Ce fait rend d'autant plus remarquable l'observation d'horizons ou de surfaces cimentés et lithifiés dans les lagons rapportés des séries de Vorbourg et Hautes-Roches. Ces lieux sont des repères temporels indispensables.

Les discontinuités sédimentaires sont également des discontinuités taphonomiques caractérisées par le passage d'une signature taphonomique vers une autre sans transition de taphofaciès (Figure 8.3).

## 8.2 Biais temporels

Les taux de sédimentation calculés dans les systèmes carbonatés du Jura suisse (7 à 60 cm/ka) par Strasser et Samankassou (2003) sont généralement plus faibles que les taux calculés par ces auteurs pour les systèmes récents comparables (30 à 300 cm/ka). Les taux de sédimentation compilés par Enos (1991) aboutissent au même constat. Ces différences sont expliquées comme résultant d'une redistribution et une exportation des matériaux au sein et hors des plates-formes. À cela s'ajoute probablement une sous-estimation des taux de sédimentation par disparition de matériel durant la lithification. Les travaux de Sessa et al. (2009) établissent que les études de biodiversité des mollusques sont biaisées lors d'études comparatives directes entre sédiments consolidés et non consolidés. La lithification tend à aboutir à une dissolution accrue des résidus squelettiques, notamment concernant les organismes de taille inférieure à 5 mm. Kowalewski et al. (2006) rapportent également une dissolution préférentielle des coquilles de petites tailles dans les sédiments lithifiés. La lithification induit une sous-estimation de la biodiversité d'assemblages fossiles, ainsi que de l'épaisseur sédimentaire effectivement accumulée lors de sa mise en place. Par conséquent, l'enregistrement d'une séquence de dépôt sera incomplet par perte de matériel. Wright et Cherns (2008) rapportent également une perte de matériel sédimentaire induite par la dissolution de squelettes aragonitiques, et que cette perte est généralement trop sous-estimée dans les études sédimentologiques. Wright et al. (2003) ont comparé deux dépôts sédimentaires datés du Jurassique inférieur et formés sous des milieux de dépôt comparables. Le premier de ces dépôts témoigne d'une silicification précoce des squelettes de mollusques. Cette silicification s'est effectuée durant une phase diagénétique précoce, antérieure à la dissolution de l'aragonite composant les coquilles de gastéropodes et de certains bivalves. Le second dépôt sédimentaire est dépourvu de gastéropodes et de bivalves à coquilles aragonitiques et ne témoigne d'aucune silicification des résidus squelettiques. Ainsi, s'est formé un biais taphonomique dans le second dépôt, pour lequel Wright et al. estiment une distorsion de 65% de la diversité des mollusques attribuable à la dissolution rapide de l'aragonite. Un cas comparable s'observe notamment à la base de la section de Hautes-Roches (voir chapitre 5) où d'abondantes coquilles aragonitiques de mollusques sont préservées grâce

à une enveloppe micritique formées précocement. Toutefois ces cas de préservation par micritisation ou silicification préalable ne sont pas généralité. Ku et al. (1999) rapportent que près de la moitié de la production carbonatée annuelle de la plate-forme de Floride est perdue par dissolution. Ces taux sont communs dans des environnements pauvres en fer, où la réduction des sulfates par dégradation anaérobie de la matière organique mène à une forte dissolution par production d'acides. Les calculs de dissolution par l'activité de microperforants effectués par Tudhope et Risk (1985) dans des lagons ouverts d'Australie fournissent une perte de carbonate de 18 à 30% au cours des dernières 9000 ans. Harney et Fletcher (2003) ont calculé une perte d'environ 25% de la production carbonatée accumulée pendant les 5000 dernières années dans la Baie de Kailua à Hawaï du fait de dissolution ou de migration de sédiments. Il est probable qu'une part non négligeable des sédiments oxfordiens a été dissous, entraînant une disparition d'indices sédimentaires, taphonomiques et temporels. À cela s'ajoute une perte ou un amalgame de repères par érosion, par affamement sédimentaire ou par migrations latérales de masses sédimentaires. Dans de nombreux cas, les taux de sédimentation estimés d'après l'observation de séries sédimentaires seront sous-estimés par rapport aux taux réels.

### 8.3 Chronologie intraséquentielle

Les notions de vitesses et de durée de processus sédimentaires et taphonomiques sont essentielles à la stratigraphie intraséquentielle. Une séquence de dépôt se façonne sous l'impulsion d'oscillations périodiques du changement d'accommodation ; c'est-à-dire de l'espace défini par les variations de subsidence et du niveau marin eustatique. Les plates-formes oxfordiennes et holocènes pour les intervalles de temps étudiés connaissent un taux de subsidence qui peut être considéré comme constant. Les changements d'accommodation vont donc principalement être influencés par les taux de variations du niveau marin eustatique. Dans ce travail a été cité que les taphofaciès évoluent suivant l'écosystème, en fonction du temps de résidence de squelettes d'organismes dans la TAZ et des taux de sédimentation (Chapitre 7). Il est alors devenu essentiel de considérer non pas uniquement les variations du niveau marin relatif mais également les vitesses suivant lesquelles ces variations s'effectuent. La figure 8.2 rappelle que les variations du niveau de base fluctuent suivant des taux variables. Il est possible de visualiser cette courbe d'après le degré de changement des vitesses de variation du niveau de base :

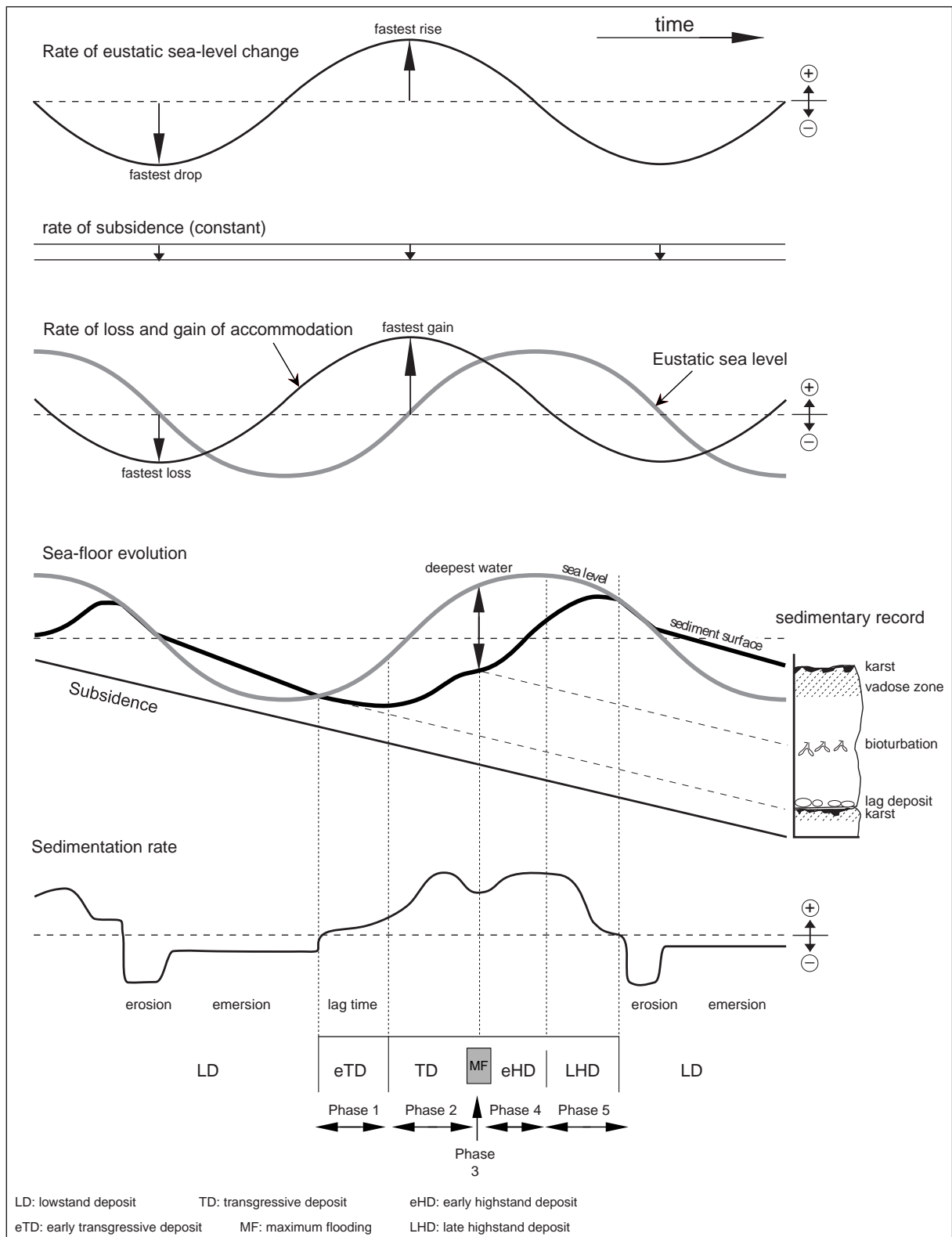
– Aux points d'inflexion de la courbe, les vitesses de variation changent rapidement.

– Aux lieux de l'oscillation où l'amplitude absolue est maximale, les taux de variation du niveau de base sont proche du taux de variation maximum durant un laps de temps important.

Ces modifications peuvent être considérées comme offrant des conditions stables ou instables aux écosystèmes. En effet, si les changements d'espace d'accommodation s'effectuent rapidement et fréquemment, alors les conditions d'un écosystème seront instables et souvent modifiées. Au contraire, lorsque les changements se font de façon régulière et constante dans le temps, l'écosystème parviendra à maintenir de façon durable.

La compréhension des empilements de faciès dans une colonne sédimentaire permet d'interpréter la succession des événements eustatiques ayant abouti à l'agencement sédimentaire et donc de dresser une courbe de variation du niveau marin eustatique correspondant (Figures 1.7 et 8.4). En considérant une subsidence constante, il est alors possible de dresser la courbe d'oscillation du taux d'accommodation associée, puis d'estimer les fluctuations du taux de sédimentation pour la séquence de dépôt initialement reconnue.

Au début d'une transgression marine, le niveau de base va s'élever et créer l'espace d'accommodation. Dans les cas de plates-formes carbonatées, la production organique ne parvient pas à compenser instantanément une élévation du niveau marin relatif. Selon les termes de Kendall et Schlager (1981), le système carbonaté est « surpris » par des conditions marines s'instaurant rapidement, et n'aura donc pas tout de suite la capacité de s'adapter au changement. Les processus dominants seront alors physiques, c'est-à-dire de vannage, de remaniement, d'érosion de dépôts antécédents (phase 1 ; Figure 8.4). Après cette phase de démarrage, le système carbonaté va pouvoir se développer et se maintenir. En dépit d'un gain d'accommodation rapide, le système carbonaté pourra se stabiliser grâce à des taux de changement similaires pendant un laps de temps prolongé (phase 2 ; Figure 8.4). Le système biotique va croître en équilibre avec les conditions environnantes et acquérir un degré de maturité élevé. Plus un système est mature plus il aura la capacité à rester en équilibre avec son environnement (Sorokin 1995). Durant la transgression, les taux de sédimentation seront donc tout d'abord faibles, puis s'accéléreront pour se maintenir à un taux assez élevé lorsque l'équilibre écologique optimal sera atteint. Les travaux de Yang et al. (2004) menés sur les dépôts holocènes du Belize, rapportent des taux de sédimentation de 20 à 48 cm/ka en début de transgression (à l'exception de dépôt de mangroves),



**Figure 8.4** - Modèle théorique d'évolution intraséquentielle des taux de sédimentation au sein d'une séquence élémentaire de dépôt idéalisée pour un point sur la plate-forme. Les taux de variation d'accommodation sont considérés comme symétriques, le taux de sédimentation se base sur la séquence enregistrée - Dessiné par Strasser (2009 - non publié) ; modifié

puis de 112 à 166 cm/ka pour la fin de la transgression et le début du haut niveau marin.

Au cours du temps, l'accroissement de l'espace d'accommodation va se ralentir. Cependant, les taux d'accommodation restent positifs, et donc le niveau marin va continuer d'augmenter (phase 3, Figure 8.4). L'enneigement croissant et rapide de la plate-forme peut devenir défavorable au système carbonaté. À ce stade, la production organique ne parviendra plus à combler l'espace disponible assez rapidement. Les taux de sédimentation associés traduisent alors un ralentissement qui s'effectue avec une incidence variable en fonction de l'amplitude des cycles de variation d'accommodation et de l'écosystème considéré. Au niveau d'une série sédimentaire, cette étape sera témoignée par des faciès traduisant une bathymétrie maximale. L'enneigement maximum peut s'accompagner de la formation d'une surface condensée. Cette condensation peut être identifiée uniquement par un fort degré de bioturbation ou marquée d'un fond durci (MFS ; e.g., Kidwell 1991, Strasser et al. 1999).

Suite à cet épisode, le taux de montée du niveau de base va diminuer rapidement tandis que le niveau marin eustatique va se maintenir haut. L'accumulation sédimentaire pourra de nouveau remplir efficacement l'espace disponible (phase 4 ; Figure 8.4). L'agencement sédimentaire sera aggradant et met en place des dépôts dits de haut niveau marin (HD). Toutefois, peu de temps après, le taux d'accommodation connaîtra des valeurs négatives et le niveau marin va baisser (phase 5 ; Figure 8.4). Les faciès mis en place vont caractériser une diminution du niveau marin relatif (shallowing-up ; Strasser et al. 1999). L'espace d'accommodation diminuant va aboutir à une progradation des dépôts de plate-forme. Cette transition est parfois reconnue dans l'enregistrement sédimentaire et distingue un épisode précoce de haut niveau marin (eHD) et un épisode tardif (LHD). Yang et al. (2004) rapportent que les dépôts les plus récents appartenant au LHD de la plate-forme du Belize disposent des plus forts taux de sédimentation holocènes, compris entre 242 et 460 cm/ka.

Lorsque la baisse du niveau marin devient trop importante, et trop rapide, le système carbonaté ne sera plus productif et uniquement soumis à des processus physiques. Le système connaîtra une forte progradation des dépôts sédimentaires et une érosion en zone proximale. Les dépôts de bas niveau marin vont s'ériger.

Ce modèle est théorique et présente des courbes d'oscillation de taux d'accommodation symétrique et d'amplitude constante. De plus, il considère seulement un point en domaine de plate-forme. En réalité, il faut avoir à l'esprit que l'accumulation sédimentaire est tributaire

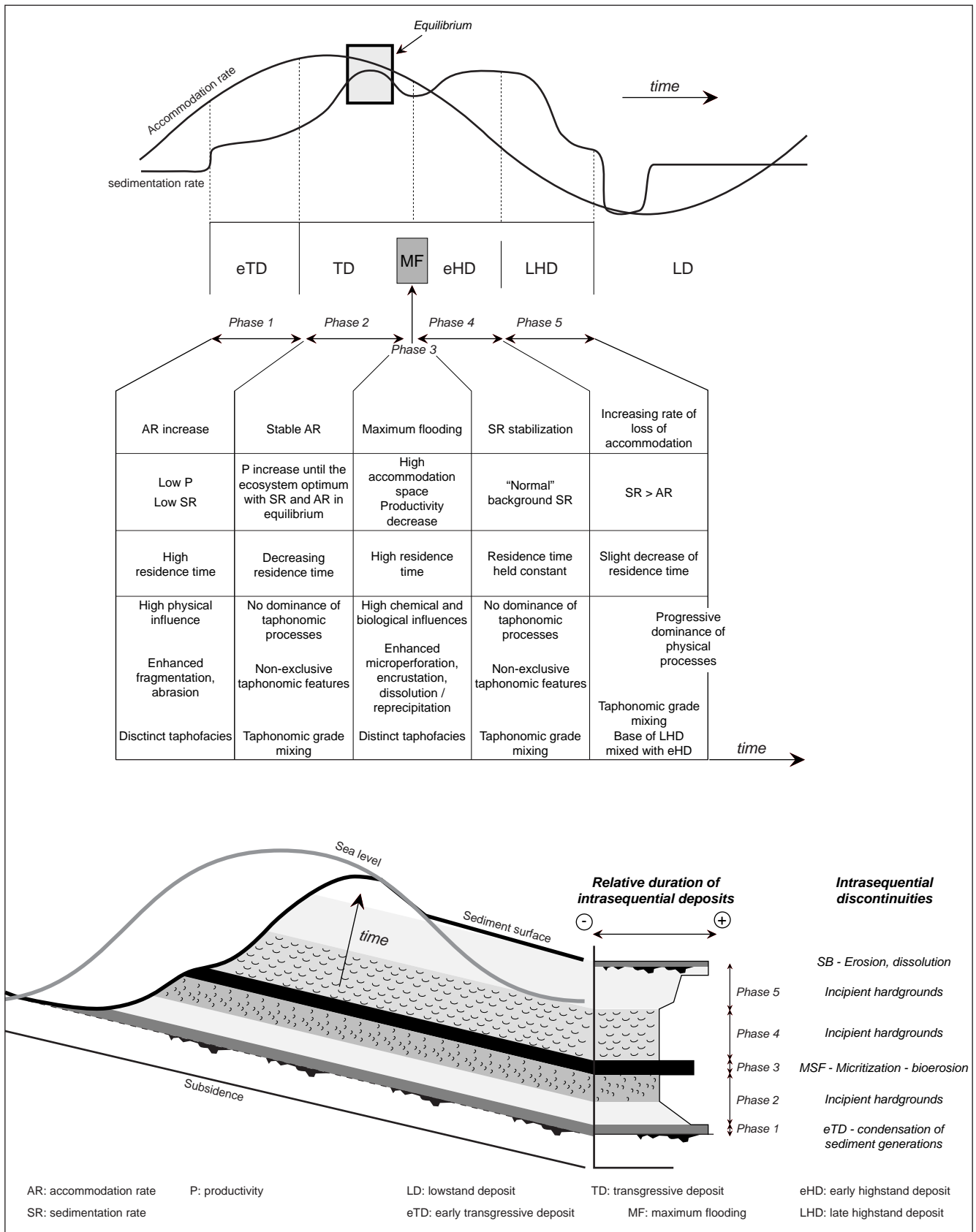
de l'effet conjugué de cycles de périodes et d'amplitudes variables. Ainsi, l'évolution d'une séquence élémentaire de dépôt enregistrera des changements du niveau marin relatif à haute fréquence auquel sera surimposé l'effet de cycles à plus basses fréquences (voir Strasser et al. 1999). Par conséquent, les séquences sédimentaires disposeront d'enregistrement de cycles plus ou moins complets, écourtés, tronqués ou amalgamés. L'enregistrement sédimentaire dépend également du lieu de dépôt au sein de la plate-forme, de sa morphologie antécédente, d'un apport de matériel terrigène. Le présent travail mené dans l'aire de Placencia au Belize, et les travaux de Zinke et al. (2003) faits dans les lagons de Mayotte, constatent que l'accumulation sédimentaire liée à un apport de matériel terrigène s'effectue principalement au lieu de décharge de ce matériel. Cet impact localisé participe à générer de fortes variations latérales de taux de sédimentation. La sédimentation semble également connaître une perturbation dans la vitesse de mise en place liée à un changement d'environnement sédimentaire. En effet, Hallock et Schlager (1986) établissent que les taux de sédimentation sont plus faibles au moment d'un apport terrigène dans un système carbonaté, relativement à la sédimentation antérieure et postérieure. Cet état est dû à la déstabilisation de l'usine à carbonate au moment de l'injection d'origine terrigène. Un temps de latence nécessaire pour équilibrer à nouveau le système est ainsi responsable d'une baisse relative du taux de sédimentation.

Puisque la signature taphonomique varie en fonction de la vitesse de réalisation des processus taphonomiques, l'estimation des variations de taux de sédimentation durant un cycle de 20 ka est essentielle. La figure 8.5 présente les principaux processus taphonomiques répartis dans une séquence dépositionnelle, et un modèle théorique de la durée relative des dépôts intraséquentiels.

Les limites de séquences en domaine de plate-forme enregistrent une durée longue d'émersion ou de non dépôt.

Les horizons condensés de début de transgression représentent une durée élevée et de faibles taux de sédimentation. Durant ce laps de temps, une partie des dépôts mis en place pendant le bas niveau marin précédent sera remaniée (Tipper 1997). Un cas similaire est constaté dans les dépôts de base de la série de Hautes-Roches (échantillon HR4). Il se caractérise par un mélange de foraminifères noircis et de teinte claire. Dans les séquences élémentaires de Vourbourg et Hautes-Roches, les dépôts de transgression précoce (eTD) sont caractérisés par des concentrations sédimentologiques





**Figure 8.5** - Modèle théorique d'évolution des taux de variations du niveau marin et de sédimentation durant la formation d'une séquence élémentaire de dépôt idéalisée pour un point d'une plate-forme carbonatée. Ce modèle distingue 5 phases majeures tributaires de la co-évolution de ces taux, et fournit les principales caractéristiques taphonomiques associées ainsi que les durées relatives des dépôts intraséquentiels

liées à l'activité de courants tidaux. L'abrasion caractérisant les taphofaciès des eTD de séquences de dépôt de basse fréquence (voir paragraphe 8.1.2) n'est pas un critère systématique à l'échelle intraséquentielle. Toutefois, l'influence d'un hydrodynamisme élevé prime sur la signature taphonomique.

Au-delà, le dépôt transgressif (TD) connaît un accroissement du taux de sédimentation et une diminution du temps de résidence de squelettes d'organismes sur le fond d'un lagon. Le mélange de grades taphonomiques pour divers traits augmentent progressivement. Par rapport au début de transgression précoce, le time-averaging diminue. La durée enregistrée dans le TD diminue relativement au eTD (Figure 8.5).

L'analyse intraséquentielle menée à Vorbourg et Hautes-Roches met en évidence l'existence de TD succédants au eTD, marqués par un accroissement de l'influence biologique sur le taphofaciès. Cela traduit la mise en place d'un écosystème plus stable et équilibré. Il est à noter que ces dépôts contiennent fréquemment des microencroûteurs maintenus en position de vie sur un substrat coquillier peu altéré. Dans le chapitre 7, il est établi que la bioérosion favorise la fragmentation et que la fragmentation favorise la perte d'encroûteurs. L'observation d'encroûteurs en position de vie sur des coquilles peu altérées implique donc des conditions particulières de préservation. Dans le TD, les taux de sédimentation augmentent rapidement et aboutissent à un enfouissement accéléré des sédiments de fond de lagons. Ainsi, de discrètes discontinuités de faciès vont s'inscrire et être associées au maintien de squelettes bien préservés. C'est notamment le cas des intervalles V2 et V6 de la section de Vorbourg. À Hautes-Roches, le taux croissant de sédimentation va aboutir à la croissance de microbialite colonnaire (Reolid et al. 2005).

Enfin, le sommet des TD est caractérisé par des taux de sédimentation élevés mais stables, liés à un système carbonaté en équilibre avec son environnement. Dans les séries sédimentaires, cela se traduit par un mélange marqué de multiples générations d'organismes et de générations de signatures taphonomiques. Dans les TD étudiés, les taphofaciès ne montre pas de changement particulier attribuable à un changement de variation du niveau marin relatif. Ils restent principalement contrôlés par les conditions (paléo-)écologiques.

À proximité de MFS, les taphofaciès des sections oxfordiennes montrent parfois une accentuation de la micritisation (VO21B, HR10, HRh). Cela reflète un

taux de sédimentation ralenti pendant un certain laps de temps. Cet épisode est suffisamment long pour favoriser le développement de processus chimique et biologique, pouvant notamment aboutir à une forte micritisation.

À l'échelle de la séquence élémentaire, la caractérisation des MSF doit principalement se baser sur des critères sédimentologiques, et dans un deuxième temps intégrer les connaissances acquises par l'analyse de taphofaciès. Ces surfaces sont couramment associées à des phases de nodulisation ou de cimentation du substrat. Cela reste le critère le plus fiable de discrimination de ces surfaces d'ennoiement maximum.

Les dépôts de haut niveau marin relatif sont bien représentés par les sédiments holocènes du Belize. L'analyse sédimentologique permet de distinguer entre eHD et LHD. D'après la taphonomie, aucune tendance systématique n'est constatée. Les taphofaciès montrent un mélange de grades taphonomiques et une bonne expression des divers traits taphonomiques. L'évolution de taphofaciès ne montre pas d'évidence d'une co-évolution avec les oscillations eustatiques. Ils sont principalement contrôlés par l'environnement de dépôt et les particularités de chaque écosystème. Seuls les carottages effectués dans les estrans tidaux montrent un accroissement de la micritisation à proximité de la surface sédimentaire. Cela traduit l'accroissement de l'influence météorique en ces domaines.

Les HD des sections oxfordiennes témoignent également d'un contrôle imposé par les conditions physico-chimiques et biologiques du milieu de dépôt ; ici dominé par les tempêtes. Il est toutefois intéressant de constater la préservation locale de discontinuités discrètes, légèrement indurées, et associées à une préservation de coquilles peu altérées et encroûtées. Cela traduirait des conditions de mise en place similaires à celles des TD. Ici, il semblerait que la progradation sédimentaire offre un enfouissement assez rapide de certains fonds de lagons. Ce type de surface pourrait donc marquer des interstades de sédimentation et signifier que la sédimentation au sein de TD et HD ne s'effectue pas de façon constante. L'aspect bioturbé en surface des nodules de l'intervalle V1 soutient cette hypothèse.

## 8.4 Synthèse

Les caractéristiques taphonomiques des surfaces diagnostiques majeures résumées dans le paragraphe 8.1.2 sont avant tout utilisables pour l'étude de séquences liées aux cycles de l'excentricité de l'orbite terrestre, c'est-à-dire ici, principalement pour des cycles de 100 ka. Les limites de séquence et les eTD sont dominés par l'action de processus physiques et vont donc avoir un taphofaciès dominé par l'empreinte d'une action hydrodynamique. Les MFS se mettent en place en milieu plus calme et sont surtout influencées par la dissolution/reprécipitation, la microperforation et l'encroûtement. La base des LHD se caractérise par un mélange de taphofaciès lié au remaniement de dépôts antécédents.

Comme il a été observés dans les sections de Vorbourg et Hautes-Roches, ces remarques peuvent s'appliquer dans certains cas aux séquences élémentaires. Toutefois l'agencement des microfaciès est généralement plus complexe car ne résulte pas uniquement de l'impulsion de variations allocycliques. La taphonomie intraséquentielle, c'est-à-dire à l'échelle d'une séquence élémentaire de dépôt de 20 ka, ne montre pas de critères de discrimination systématiques pour qualifier une surface de MFS, de SB ou TS ni pour attribuer un microfaciès à un dépôt intraséquentiel particulier (TD, HD, LD).

La stratigraphie intraséquentielle offre une lecture et une compréhension efficaces de l'évolution verticale des faciès. Contrairement à la répartition des dépôts intraséquentiels qui connaît fréquemment une origine eustatique, la répartition des sédiments au sein même de ces dépôts est contrôlée par l'écosystème et/ou par des processus autocycliques. Concernant les taphofaciès, ils sont principalement dictés par les facteurs de contrôles d'un (paléo-)écosystème et ne montrent pas d'évolution verticale uniquement attribuable à des variations eustatiques.

Tout comme dans le cas de cycles de plus longues périodes, les épisodes de transgression marine de cycles de 20 ka tendent à imposer une forte influence hydrodynamique aux écosystèmes de plates-formes carbonatées. De ce fait le taphofaciès sera directement influencé par les variations du niveau marin. Une fois la plate-forme inondée, les taphofaciès ne seront plus uniquement imputables à la position d'un niveau de base,

mais avant tout à l'écosystème. L'évolution ultérieure des signatures taphonomiques restera tributaire de l'écosystème. De ce fait certaines zones d'inondation maximale sont associées à des stades de croissances microbialitiques dans certains milieux, tandis que d'autres connaissent une forte bioturbation sans subir de changement du taphofaciès, alors que d'autres vont suivre l'évolution taphonomique reconnue pour des séquences de 100 ka c'est-à-dire que la signature taphonomique montrera une forte micritisation et/ou bioérosion. Les taphofaciès des résidus squelettiques ne montrent pas toujours une signature particulière en cas de MFS. Il reste nécessaire d'employer l'analyse sédimentologique pour distinguer l'ensemble des indices qui convergent à étayer un épisode dominé par des processus chimiques et biologiques.

Dans l'analyse intraséquentielle, la résolution d'une étude détaillée atteint ses limites puisque le time-averaging est en moyenne de l'ordre de la centaine au milliers d'années. Ces durées sont équivalentes des notions de succession biologique et de l'installation des différents dépôts intraséquentiels. En dépit de cela, les variations des taphofaciès apportent des informations essentielles pour estimer la durée de certaines phases de sédimentation. En effet, des discontinuités discrètes liées à de brefs ralentissements de taux de sédimentation ont été mis en évidence dans ce travail. Ils sont enregistrés dans les TD et HD de séquences élémentaires. Ces dépôts sont généralement caractérisés par des taphofaciès bien exprimés et présentant un mélange marqué de grades taphonomiques. Localement, des discontinuités sont distinguées, souvent associées à un encroûtement accru et à une augmentation de la teneur en coquilles ou tests pas à peu altérés. Selon les cas, ces discontinuités sont accompagnées de terriers. Ces indices mettent en évidence que la sédimentation n'est pas continue mais ponctuée de phases de sédimentation et de phases de non dépôt. Un ralentissement de sédimentation permet la formation de fonds indurés. Puis lorsque la sédimentation reprend suivant un flux conséquent de sédiments, elle autorise l'enregistrement d'une signature taphonomique particulière attestant de l'état du fond du lagon à un moment donné.

L'analyse intraséquentielle de taphofaciès est une méthode hautement informative à condition qu'elle s'accompagne d'une analyse sédimentologique et séquentielle très détaillée.



## 9. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Trois disciplines ont été associées afin de repérer le maximum des processus et des phénomènes façonnant un enregistrement sédimentaire au sein de plates-formes carbonatées : la sédimentologie, l'écologie et la taphonomie comparatives. Cette interdisciplinarité est essentielle pour comprendre les interactions entre les facteurs de contrôle biotiques et abiotiques d'un (paléo-) écosystème, ainsi que leurs interactions avec l'altération post-mortem de squelettes carbonatés d'organismes benthiques. L'étude est basée sur deux sections datées de l'Oxfordien supérieur, situées dans le Jura suisse : sections de Hautes-Roches et Vorbourg. La compréhension de ces enregistrements sédimentaires s'est appuyée sur l'étude de sédiments mis en place durant l'Holocène dans les domaines lagunaires du Belize : aires d'Ambergris Caye et de Placencia. Les domaines marins peu profonds sélectionnés témoignent de deux environnements sédimentaires : l'un à dominante carbonatée, l'autre mixte carbonaté-siliciclastique. Au Belize, ce contraste traduit un contraste géomorphologique de l'arrière-pays qui est plat au nord et montagneux au sud. Dans le Jura suisse, ce contraste traduit des variations climatiques liées aux fluctuations de l'insolation de la Terre suivant les cycles de Milankovitch.

L'étude comparée de séries sédimentaires fossile et récente aide à pour comprendre la répartition et l'évolution dans le temps et dans l'espace de communautés benthiques. Elle permet de mettre en évidence les décalages entre les assemblages fossiles et récents attribuables à une préservation préférentielle de coquilles et par lithification. Une limite de cette méthode de comparaison réside dans le fait que les sédiments récents du Belize se mettent actuellement en place. Ils ne présentent donc pas un état sédimentaire ni taphonomique définitif et immuable mais un état en cours de modification. Le prélèvement des sédiments holocènes sous la zone taphonomiquement active (TAZ), fournit des informations complémentaires à la démarche comparative.

Chaque série sédimentaire considérée dans ce travail est décrite grâce à une observation à très haute résolution des microfaciès. Une définition des différents (paléo-)écosystèmes reconnus, équivalents des couches sédimentaires identifiées, est faite en synthétisant les données sur les guildes dominant les assemblages, l'environnement aquatique (température, hydrodynamisme, lumière, turbidité, salinité, composition chimique), le type de substrat (degré d'induration, granulométrie, minéralogie). Cette définition précède et favorise la compréhension des taphofaciès reconnus dans le Jura suisse et au Belize.

Les taphofaciès sont décrits en termes de désarticulation, de fragmentation, d'usure, de micritisation, de perforation et d'encroûtement biogénique. Il est intéressant d'évaluer une signature taphonomique non pas uniquement comme née du type d'altération s'effectuant dans un milieu, mais également comme résultant d'une susceptibilité différentielle de certains squelettes d'organismes qui est fonction : de leur composition minéralogique, de leur morphologie, de la matière organique imbriquée au sein des réseaux cristallins et de l'habitat des organismes. Cela aura une incidence sur l'intensité de l'altération et sur la préservation préférentielle de certains témoins taphonomiques voire écologiques (e.g., perte d'encroûteurs sur coquilles à revêtement organique, perte de populations à squelettes aragonitiques). Les traits taphonomiques s'expriment avec des taux variables suivant l'organisme considéré. La fragmentation est plus rapide chez les mollusques que chez les foraminifères. La microperforation est plus efficace chez les mollusques que chez les échinodermes. L'encroûtement est plus étendu est diversifié sur les larges résidus squelettiques, de coraux ou de certains mollusques, par exemple.

Une signature taphonomique dépend principalement des conditions physiques, chimiques et biologiques d'un (paléo-)écosystème à un temps donné, du taux d'apport de résidus altérables, du temps d'exposition de ces

résidus sur un fond marin et de la profondeur de la TAZ. Les traits taphonomiques s'affirment d'après le potentiel d'exécution de processus taphonomique dépendant des caractéristiques d'un milieu et d'après la durée durant laquelle ce processus est réalisé. Cette définition est cependant simpliste puisque lorsque l'intensité d'un trait taphonomique augmente, la capacité d'altération d'un bioclaste peut être modifiée. Les exemples suivants l'illustrent : la capacité de dissolution augmente avec une fragmentation élevée ; la bioérosion favorise la fragmentation ; l'usure croît avec la micritisation, la fragmentation et la bioérosion.

Le potentiel d'altération de matériel carbonaté dépend du temps de résidence de résidus squelettiques dans la TAZ. Il varie en fonction du remaniement sédimentaire contrôlé par les vagues, les courants, les tempêtes, la bioturbation, et en fonction du taux de sédimentation.

La taphonomie comparative entre sédiments récents et fossiles connaît un décalage principal du point de vue de la teneur en squelettes carbonatés non altérés. Les sédiments de surface des lagons ouverts du Belize sont relativement plus riches en squelettes non altérés que les sédiments des sections oxfordiennes. Cela se justifie par l'apport actuel de coquilles ou tests d'organismes qui au moment du travail de terrain n'ont pas subi d'altération. Dans le fossile, et dans les sédiments sous-jacents la TAZ au Belize, les couches sédimentaires contenant une fraction non négligeable de squelettes non altérés correspondent soit à des dépôts de tempêtes, soit à des niveaux coquilliers denses, soit à des niveaux enrichis en argiles. Lorsqu'un environnement de dépôt en milieu ouvert est régulièrement soumis à une sédimentation d'arrière-fond, les processus taphonomiques aboutissent à un mélange marqué de grades taphonomiques mais avec un grade taphonomique « non altéré » peu abondant. Cela indique que l'altération est efficace, mais cela met également l'accent sur le fait que la formation de niveaux coquilliers nécessite des conditions particulières de mise en place.

Les concentrations coquillières se forment au niveau de surfaces stratigraphiques associées à des épisodes de condensation, d'amalgame ou d'affamement sédimentaire (MFS, TS, precursor bed). Elles se mettent également en place lorsque le taux d'altération est inférieur à la vitesse d'apport de coquilles. Ce contexte se vérifie lors de dépôts événementiels de tempête, dans les environnements où la bioproduction carbonatée et/ou fécale surpasse le taux d'altération et dans les milieux enrichis en matière organique et/ou en argiles.

La taphonomie est un outil puissant pour l'étude d'assemblages fossiles ou récents, à condition de prédéfinir un cadre de travail bien contraint. En d'autres termes, employer un taphofaciès indépendamment de son lieu et moment de formation est inutile. Les prérequis de l'interprétation de taphofaciès sont : une reconnaissance de l'environnement sédimentaire (*i.e.*, système sédimentaire à dominante carbonatée ou mixte carbonaté-siliciclastique), de l'environnement de dépôt et de ses facteurs de contrôle, une description des composants squelettiques d'un assemblage d'organismes et, si possible, une évaluation de la position séquentielle du sédiment considéré. Ces paramètres conditionnent les taphofaciès.

L'évolution sédimentaire enregistrée dans la section de Hautes-Roches est abordée par une analyse sédimentologique à très haute résolution et aidée des principes de paléoécologie et de stratigraphie séquentielle. Cette section témoigne tout d'abord de l'ouverture, deux fois avortée, d'un lagon restreint peu oxygéné, qui transitera progressivement vers un lagon ouvert. Grâce à une observation à très haute résolution et un enregistrement sédimentaire remarquable, l'analyse des marnes a relaté une évolution cohérente des paléoécosystèmes. Le sommet de la section présente une tentative, plusieurs fois échouée, d'installation de communautés coralliennes. Du point de vue de l'évolution d'assemblages d'organismes, la section de Vorbourg est moins informative. Elle rapporte une évolution entre lagons semi-protégés et ouverts, mis en place sous forte influence de tempêtes et de marées. Le sommet de ces deux coupes présente des séquences élémentaires bien exprimées, autorisées par une mise en place en contexte de transgression marine. Ces conditions sont nécessaires à une analyse intraséquentielle efficace, c'est-à-dire une analyse décrivant les modalités et la chronologie de mise en place de dépôts sédimentaires à une échelle de temps inférieure à 20 ka (cycle de précession).

L'analyse des sédiments holocènes du Belize est limitée à la partie qu'il a été possible d'échantillonner par carottage manuel. Cette partie recouvre principalement les dépôts de haut niveau marin relatif. L'analyse de ces sédiments n'a pas mis en évidence d'évolution taphonomique particulière, traduisant un mélange temporel marqué des sédiments de ces dépôts. Les notions de time-averaging sont importantes à considérer lors de l'observation de dépôt intraséquentiels.

L'application de la stratigraphie intraséquentielle aux plates-formes peu profondes de l'Oxfordien du Jura suisse et de l'Holocène du Belize offre une bonne

compréhension de la distribution du temps au sein de séquence de dépôt, ainsi que de certaines durées de réalisation de processus taphonomiques. Toutefois, les séquences ne montrent pas de répétition à l'identique de microfaciès ni un unique agencement sédimentaire des sédiments au sein des dépôts intraséquentiels. Les microfaciès des dépôts intraséquentiels fluctuent avec le (paléo-)environnement. Dans notre cas d'étude, les dépôts transgressif et de haut niveau marin de séquence élémentaires sont surtout modélisés par des processus autocycliques. L'organisation des taphofaciès au sein de ces dépôts n'est donc pas généralisable. En d'autres termes, chaque séquence élémentaire doit être considérée comme un cas unique.

Plusieurs signaux temporels sont relevés dans les séries sédimentaires oxfordiennes et holocènes.

– Il peut tout d'abord s'agir d'événements de courte durée (e.g., tempêtes) qui sont nettement reconnaissables car ils préservent une signature taphonomique différente de la signature taphonomique d'arrière-fond. Dans le cas de tempête, le taphofaciès se rapproche de l'image d'un fond marin à un moment donné. Ces niveaux sont fréquemment enrichis en coquilles non altérées. Les perturbations qui affectent un milieu sont souvent reconnues par une mise en place d'une signature taphonomique additionnelle à l'originelle, et qui aura un impact limité dans le temps et dans l'espace.

– Les modifications subies par un écosystème peuvent aboutir à des remplacements qui s'inscriront de façon plus ou moins progressive mais constante dans le temps. Le changement de taphofaciès sera pérenne. Dans les plates-formes carbonatées, les remplacements s'effectuent à des vitesses comparables aux taux de mélange sédimentaire dans la TAZ. Le time-averaging généralement rapporté dans la littérature est de l'ordre du milliers d'années. Ainsi, les dépôts intraséquentiels, dépourvus de témoins de perturbation, ne peuvent pas être investigués au-delà de cet intervalle de temps. La principale limite de l'analyse intraséquentielle est le time-averaging.

– Les surfaces intraséquentielles (SB, TS, MFS) constituent un repère temporel essentiel qui enregistre un long stade de condensation ou d'érosion.

– L'évolution du degré de bioturbation d'une série sédimentaire peut informer sur l'évolution des taux de sédimentation. Un accroissement de la bioturbation reflète un ralentissement du taux de sédimentation. Les traces de fuite d'organisme indiquent un apport rapide de sédiment tandis que la préservation de terriers reflète l'induration d'un substrat suite à un épisode de non-dépôt.

Les taux de sédimentation influencent fortement la taphonomie puisque les processus d'altération dépendent du temps de résidence de résidus squelettiques dans la TAZ. L'expulsion et l'injection de coquilles dans cette TAZ se fait de façon aléatoire et imprévisible. Toutefois, il est observé dans certaines séquences élémentaires que certains processus sont majoritairement exprimés à proximité de surfaces sédimentaires. C'est le cas de la micritisation qui croît sous et à proximité d'une MFS. Cela traduit un taux de sédimentation faible durant un temps prolongé. Les surfaces de transgression et les premiers dépôts sus-jacents montrent un taphofaciès dominé par des processus physiques (abrasion, fragmentation). Il est commun d'y observer un mélange de taphofaciès différents, traduisant le vannage de l'un, ultérieurement incorporé dans l'autre. Certains horizons sédimentaires des dépôts transgressif et de haut niveau correspondent à des surfaces indurées, souvent associées à une préservation exceptionnelle de résidus squelettiques peu altérés et d'encroûtement bien préservés. Ce contexte de mise en place traduit une nette variation des taux de sédimentation. Des taux de sédimentation faibles aboutissent à une induration du sédiment, puis un apport sédimentaire plus rapide permet la préservation de cette surface. Cela indique qu'au sein même d'un dépôt intraséquentiel, les taux de sédimentation ne sont pas constants.

Enfin, un point essentiel mis en avant dans ce travail est la perte de témoins, de temps et d'information liée à la diagenèse et la lithification.

## Perspectives et interrogations

L'une des premières perspectives résultant de cette étude serait d'appliquer la méthodologie intraséquentielle définie, passant par l'utilisation de la sédimentologie, la taphonomie et l'écologie, sur des séquences élémentaires issues de différentes plates-formes carbonatées, tant fossiles que récentes. Cela permettrait de développer la compréhension de l'évolution des taux de sédimentation de dépôts intraséquentiels. Actuellement, peu de travaux font mention de ce type de variations. Enos (1991) et Strasser et Samankassou (2003) mettent l'accent sur les variations latérales des taux de sédimentation dans un environnement de dépôt. Yang et al. (2004) en abordent l'évolution intraséquentielle. Une confrontation des résultats acquis pour un grand nombre d'analyses permettrait d'étayer ces considérations et de mieux comprendre les processus autocycliques participant à la génération d'une séquence élémentaire de dépôt.

Il serait également intéressant d'observer l'évolution de taphofaciès suivant différents environnements et paléoenvironnements afin de mieux comprendre les modalités d'évolution des processus taphonomiques suivant les paramètres d'un milieu, et également de mieux anticiper les biais de l'enregistrement sédimentaire. Par exemple, ce présent travail ne contient pas d'information sur la taphonomie d'organismes benthiques de lagons ouverts sur substrat boueux.

Une étude plus approfondie de chaque trait taphonomique peut être envisagée. L'emploi de la microscopie à balaye électronique a largement fait ses preuves dans le domaine de la taphonomie (e.g., Reid et al. 1992, Perry 1999). Une étude focalisée sur un type d'altération serait alors nécessaire.

Les facteurs biotiques et abiotiques d'un écosystème contrôlent l'altération. Une question réside dans la réciprocity de cette affirmation. Il serait intéressant de connaître l'impact des processus taphonomiques sur les facteurs de contrôle d'écosystèmes. Par exemple, est-ce que la dissolution de résidus carbonatés aboutit à une progressive modification du pH des eaux interstitielles ? Et par voie de conséquence, cette dissolution sélective favorise-t-elle une préservation préférentielle de certains résidus à solubilité modérée ? Il devient alors légitime de supposer que la dissolution d'une coquille d'organisme donnée sera différente suivant la composition faunique de l'assemblage où elle se trouve. De nombreuses études taphonomiques sont axées uniquement sur un seul type d'organisme, faisant ainsi abstraction de la distribution probable des traits taphonomiques sur les résidus squelettiques disponibles.

Un pan de la taphonomie trouve également tout son intérêt dans la recherche sur les sédiments de plate-forme carbonatée récente et l'écologie marine. En effet, l'actuel accroissement rapide de la quantité de CO<sub>2</sub> d'origine anthropique dans l'atmosphère provoque une acidification des océans. Aujourd'hui, les masses océaniques ne parviennent plus suffisamment à servir de « pompe à CO<sub>2</sub> » car ce dernier est absorbé selon des taux trop élevés. De ce fait, le pouvoir tampon de l'océan se réduit et les processus de dissolution tendent à être favorisés (Orr et al. 2009). Les récents travaux de Andersson et al. (2009) et de Robbins et al. (2009) menés respectivement sur les coraux et les *Halimeda* indiquent que l'acidification actuelle des océans aboutit à un ralentissement de la calcification par biominéralisation et modifie les modalités de croissance cristalline. Des travaux expérimentaux rapportés par Orr et al. (2009) attestent qu'une acidification d'un milieu aquatique tend à accélérer l'altération des squelettes d'organismes, notamment aragonitiques et à diminuer la biodiversité.

Il serait intéressant de transposer ces observations aux paléoenvironnements afin de constater si des indices de fluctuation de l'acidité des océans existent.

Travailler en comprenant le déclin ou l'installation de certaines paléocommunautés peut aider à mieux saisir voire à anticiper l'évolution d'écosystèmes actuels. Les connaissances acquises par l'analyse taphonomique de séries sédimentaires met l'accent sur les processus de bioérosion, d'encroûtement et de micritisation comme indicateur de pollution et d'acidification d'un milieu aquatique. De nos jours, où les communautés coralliennes sont menacées, ces notions sont absolument essentielles à développer. En effet, il est important d'anticiper quelle sera la réaction des coraux vis-à-vis d'un changement de pH ? Quelles sont les chances de maintien de populations coralliennes vis-à-vis de l'installation croissante de communautés algaires ? D'après Sorokin (1995), le premier coup majeur porté aux récifs date de la seconde guerre mondiale, notamment du fait de la création de nombreux camps militaires et de ports, particulièrement dans le Pacifique. Parallèlement, les nouveaux résidents se sont découvert une passion pour la collection de coquillages, voire de coraux, pillant ainsi certains écosystèmes. Cela s'est ensuite poursuivi du fait de l'explosion du tourisme dans les années 70-80 qui a nécessité la construction de complexes hôteliers, de villages, et a induit une sur-fréquentation de ces écosystèmes, qui se poursuit de nos jours. Tout cela s'accompagne d'une forte pollution due à diverses substances chimiques (e.g., pesticides, engrais, pétrole transporté jusqu'aux récifs par les courants marins), d'un apport sédimentaire accru du fait des constructions sur le continent et d'une surexploitation par la pêche. Tandis que les touristes se relaxent, les coraux angoissent. Les écosystèmes coralliens peuvent résister à des perturbations ponctuelles, mais aujourd'hui, après un demi-siècle de perturbations anthropiques auxquelles se surimposent les phénomènes naturels, les récifs ont de plus en plus de difficulté à maintenir un état d'équilibre optimal. De nombreux coraux sont malades, affaiblis, la diversité tant à se réduire dans de nombreuses zones. On constate une modification des écosystèmes par augmentation des communautés adaptées aux milieux eutrophisés, remplaçant certaines niches écologiques. Ce constat alarmant montre toute la nécessité de poursuivre l'emploi de la taphonomie comme marqueur environnemental afin non seulement d'anticiper l'évolution de certains écosystèmes mais également de tendre vers une acquisition de moyens permettant de ralentir l'actuel déclin d'écosystèmes fragiles. D'autant plus que ces écosystèmes ne sont pas uniquement un lieu de contemplation mais également un lieu nécessaire à la survie des populations humaines locales.



## RÉFÉRENCES

- ABERHAN, M. (1994) Guild-structure and evolution of Mesozoic benthic shelf communities. *Palaios*, 9, 516-545.
- ALBERT, S., UDY, J. & TIBBETS, I.R. (2008) Responses of algal communities to gradients in herbivore biomass and water quality in Marovo Lagoon, Solomon Islands. *Coral Reefs*, 28, 73-82.
- ALLENBACH, R.P. (2001) Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea : a new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 94, 265-287.
- ALLISON, P.A. & PYE, K. (1994) Early diagenetic mineralization and fossil preservation in modern carbonate concretions. *Palaios*, 9, 531-575.
- ANDERSON, L.C. & McBRIDE, R.A. (1996) Taphonomic and palaeoenvironmental evidence of Holocene shell-bed genesis and history on the northeastern Gulf of Mexico shelf. *Palaios*, 11, 532-549.
- ANDERSSON, A.J., KUFFNER, I.B., MACKENZIE, F.T., JOKIEL, P.L., RODGERS, K.S. & TAN, A. (2009) Net loss of CaCO<sub>3</sub> from coral reef communities due to human induced seawater acidification. *Biogeosciences Discussions*, 6, 2163-2182.
- ARIOLA, E.A. (2003) Characterization of a tropical estuarine system: the Placencia Lagoon. Report prepared under Coastal Zone Management Authority and Institute, 42 pp.
- ARONSON, R.B. & HARMS, C.A. (1985) Ophiuroids in a Bahamian saltwater lake: the ecology of a Paleozoic-like community. *Ecology*, 66, 1472-1483.
- ARONSON, R.B., MACINTYRE, I.G. & PRECHT, W.F. (2005) Event preservation in lagoonal reef systems. *Geological Society of America*, 33, 717-720.
- ARONSON, R.B., MACINTYRE, I.G., PRECHT, W.F., MURDOCH, T.J.T. & WAPNICK, C.M. (2002) The expanding scale of species turnover events on coral reefs in Belize. *Ecological Monographs*, 72, 233-249.
- AURELL, M., BOSENCE, D.W.J. & WALTHAM, D.A. (1995) Carbonate ramp depositional systems from a late Jurassic epeiric platform (Iberian Basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis. *Sedimentology*, 42, 75-94.
- AZERÊDO, A.C., WRIGHT, V.P. & RAMALHO, M.M. (2002) The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49, 1339-1370.
- BACELLE, L., BOSELLINI, A. (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentarie. *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione 9, Scienze geologiche e paleontologiche*, 1, 59-62.
- BARNES, R.S.K. & HUGHES, R.N. (1988) An introduction to marine ecology. Blackwell Scientific Publications, Boston, 351 pp.
- BARRON, A.J., BUKRY, D. & BISCHOFF, J.L. (2003) A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California. In: WEST, G.J., BLOMQUIST, N.L. (eds) Proceedings of the 19th Pacific Climate Workshop. Technical report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, 11-21.
- BARTOLINI, A., PITTET, B., MATTIOLI, E. & HUNZIKER, J.C. (2003) Shallow-platform palaeoenvironmental conditions recorded in deep-shelf sediments: C and O stable isotopes in Upper Jurassic sections of southern Germany (Oxfordian-Kimmeridgian). *Sedimentary Geology*, 160, 107-130.
- BASILE, L.L., CUFFEY, R.J. & KOSICH, D.F. (1984) Sclerosponges, Pharetronids, and Sphinctozoans (relict cryptic hard-bodied Porifera) in the modern reefs of Enewetak Atoll. *Journal of Paleontology*, 58, 636-650.
- BATHURST, R.G.C. (1971) Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.
- BATHURST, R.G.C. (1974) Marine diagenesis of shallow water calcium carbonate sediments. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 2, 257-274.
- BERGER, A. (1978) Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9, 139-167.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.-F. (1994) Astronomical forcing through geological time. In: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (eds) Orbital forcing and cyclic sequences. IAS Special Publication, 19, 15-24.
- BERGER, A., LOUTRE, M.-F. & DEHANT, V. (1989) Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies. *Terra Nova*, 1, 474-479.
- BERKELEY, A., PERRY, C.T., SMITHERS, S.G., HORTON, B.P. & TAYLOR, K.G. (2007) A review of the ecological and taphonomic controls on foraminiferal assemblage development in intertidal environments. *Earth-Science Reviews*, 83, 205-230.
- 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.
- BEST, M.M.R. (2008) Contrast in preservation of bivalve death assemblages in siliclastic and carbonate tropical shelf settings. *Palaios*, 23, 796-809.

- BEST, M.M.R. & KIDWELL, S.M. (2000a) Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. I. Environmental variation in shell condition. *Palaeobiology*, 26, 80-102.
- BEST, M.M.R. & KIDWELL, S.M. (2000b) Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate setting. II. Effect of bivalve life habits and shell types. *Palaeobiology*, 26, 103-115.
- BEST, M.M.R., KU, T.C.W., KIDWELL, S.M. & WALTER, L.M. (2007) Carbonate preservation in shallow marine environments: unexpected role of tropical siliciclastics. *Journal of Geology*, 115, 437-456.
- BILLINGS, G.K. & RAGLAND, P.C. (1968) Geochemistry and mineralogy of the recent reef and lagoonal sediments south of Belize (British Honduras). *Chemical Geology*, 3, 135-153.
- BOOD, N.D. (2001) Ecological status of Belize's southern reef system - Impact of hurricane Iris. Belize Coastal Zone Mangement Authority and Institute, Assessment Report, 19 pp.
- BOSELLINI, F.R. & PAPAZZONI, C.A. (2003) Palaeoecological significance of coral-encrusting foraminiferan associations: a case-study from the Upper Eocene of northern Italy. *Acta Palaeontologica Polonica*, 48, 279-292.
- BOSENCE, D.W. (1988) Carbonate budgets for carbonate mounds, Florida, USA. *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*, 2, 529-534.
- BÖTTCHER, M.E., THAMDRUP, B. & VENNEMANN, T.W. (2001) Oxygen and sulfur isotope fractionation during anaerobic bacterial disproportionation of elemental sulfur. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 65, 1601-1609.
- BOUHAMDI, A., GAILLARD, C. & RUGET, C. (2001) *Spirillines versus agglutinants: impact du flux organique et intérêt paléoenvironnemental (Oxfordien moyen du Sud-Est de la France)*. *Geobios*, 34, 267-277.
- BOYAJIAN, G.E. & THAYER, C.W. (1995) Clam calamity: a recent supratidal storm-deposit as an analog for fossil shell beds. *Palaios*, 10, 484-489.
- BRÉHÉRET, J.-G. & BRUMSACK, H.-J. (2000) Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130, 205-228.
- BREHM, U., PALINSKA, K.A. & KRUMBEIN, W.E. (2004) Laboratory cultures of calcifying biotopes generate ooids - A contribution to the origin of oolites. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*, Letter 2004/03, 1-6.
- BRETT, C.E. (1995) Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios*, 10, 597-616.
- BRETT, C.E. (1998) Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: biotic clues and responses to sea-level fluctuations. *Palaios*, 13, 241-262.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. (1986) Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1, 207-227.
- BRETT, C.E., HENDY, A.J.W., BARTHOLOMEW, A.J., BONELLI, J.R., McLAUGHLIN, P.I. (2007) Response of shallow marine biotas to sea-level fluctuations: a review of faunal replacement and the process of habitat tracking. *Palaios*, 22, 228-244.
- BROMLEY, R.G. (1996) Trace fossils: biology, taphonomy and applications. Chapman and Hall, London, 359 pp.
- BROMLEY, R.G. & HEINBERG, C. (2006) Attachment strategies of organisms on hard substrates: a palaeontological view. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 429-453.
- CANFIELD, D.E. & RAISWELL, R. (1991) Pyrite formation and fossil preservation. In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. (eds) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, 9, 337-387.
- CANFIELD, D.E., THAMDRUP, B. & FLEISCHER, S. (1998) Isotope fractionation and sulfur metabolism by pure and enrichment cultures of elemental sulfur-disproportionating bacteria. *Limnology and Oceanography*, 43, 253-264.
- CARPENTIER, C., MARTIN-GARIN, B., LATHUILIÈRE, B. & FERRY, S. (2006) Correlation of reefal Oxfordian episodes and climatic implications in the eastern Paris Basin (France). *Terra Nova*, 18, 191-201.
- CATUNEANU, O. (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1-43.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.S.C., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIAL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMANTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STELL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E. & WINKER, C. (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy *Earth-Science Reviews*, 92, 1-33.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (2006) Remarks on the systematic position of *Lithocodium* Elliott, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm. *Facies*, 52, 435-440.
- CHERNS, L., WHEELLEY, J.R. & WRIGHT, V.P. (2008) Taphonomic windows and molluscan preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270, 220-229.
- COLOMBIÉ, C. (2002) *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants*. *GeoFocus*, 4, Fribourg, 198 pp.
- CUTLER, A.H. (1995) Taphonomic implications of shell surface textures in Bahia la Choya, northern Gulf of California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114, 219-240.
- DAJOZ, R. (1985) *Précis d'écologie*. Bordas, Paris, 505 pp.
- DALEY, G.M. (2002) Creating a paleoecological framework for evolutionary and paleoecological studies: an example from the Fort Thompson Formation (Pleistocene) of Florida. *Palaios*, 17, 419-434.
- DAVAUD, E. & SEPTFONTAINE, M. (1995) Post-mortem onshore transportation of epiphytic foraminifera: recent exemple from the Tunisian coastline. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 136-142.
- DAVIES, D.J., POWELL, E.N. & STANTON, R.J.J. (1989) Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation - a commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor? *Lethaia*, 22, 207-212.
- DE FRANCESCO, C.G. & HASSAN, G.S. (2008) Dominance of

- reworked fossil shells in modern estuarine environments: implications for paleoenvironmental reconstructions based on biological remains. *Palaios*, 23, 14-23.
- DEBENAY, J.-P., PAWLOWSKI, J. & DECROUEZ, D. (1996) Les foraminifères actuels. Editions Masson, Paris, 329 pp.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORSHCHIKOV, I.M., BOULIN, J., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., WESTPHAL, M. & LAUER, J.P. (1985) Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 637-652.
- DICKSON, J.A.D., WOOD, R.A., BU AL ROUGHA, H. & SHEBL, H. (2008) Sulphate reduction associated with hardgrounds: lithification afterburn! *Sedimentary Geology*, 205, 34-39.
- DILLON, W.P. & VEDDER, J.G. (1973) Structure and development of the continental margin of British Honduras. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2713-2732.
- DONATO, S.V., REINHARDT, E.G., BOYCE, J.I., ROTHHAUS, R. & VOSMER, T. (2008) Identifying tsunami deposits using bivalve shell taphonomy. *Geology*, 36, 199-202.
- DUNHAM, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (eds) *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, 1, 108-121.
- DUPRAZ, C. (1994) Géologie de la région de Moutier (Moron et Graitery), avec étude détaillée d'un récif oxfordien. Travail de Master. Université de Fribourg, 189 pp.
- DUPRAZ, C. (1999) Paléontologie, paléocéologie et évolution des faciés récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *GeoFocus*, 2, Fribourg, 200 pp.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. (1999) Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 40, 101-130.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. (2002) Nutritional modes in coral-microbialite reefs (Jurassic Oxfordian, Switzerland): evolution of trophic structure as a response to environmental change. *Palaios*, 17, 449-471.
- EBANKS, W.J. (1975) Holocene carbonate sedimentation and diagenesis, Ambergris Cay, Belize. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) *Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 2, 234-298.
- EINSELE, G. & BAYER, U. (1991) Asymmetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, 660-681.
- EL ALBANI, A., CARON, M., DECONINCK, J.-F., ROBASZYNSKI, F., AMÉDRO, F., DAOUDI, L., EZAIDI, A., TERRAB, S. & THUROW, J. (1997) Origines et signification sédimentologique de la nodulisation dans les dépôts anoxiques du Turonien inférieur du bassin du Tarfaya (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 324, 9-16.
- ELLIOTT, G.F. (1956) Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. *Micropaleontology*, 2, 327-334.
- ENAY, R., CARIOU, E., DEBRAND PASSARD, S., MENOT, J.-C. & RIOULT, M. (1980) Middle-Oxfordian. In: ENAY, R. & MANGOLD, C. (eds) *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*. Doc. Lab. Geol. Lyon Hors Série, 5, 181-184.
- ENOS, P. (1991) Sedimentary parameters for computer modeling. In: FRANSEEN, E.K., WATNEY, W.L., KENDALL, C.G.S.C. & ROSS, W. (eds) *Sedimentary modeling, computer simulations and methods for improved parameter definition*. Kansas Geological Survey Bulletin, 233, 63-99.
- FELLER, I.C., WHIGHAM, D.F., O'NEILL, J.P. & MCKEE, K.L. (1999) Effects of nutrient enrichment on within-stand cycling in a mangrove forest. *Ecology*, 80, 2193-2205.
- FLESSA, K.W., CUTLER, A.H. & MELDAHL, K.H. (1993) Time and taphonomy: quantitative estimates of time-averaging and stratigraphic disorder in a shallow marine habitat. *Paleobiology*, 19, 266-286.
- FLESSA, K.W. & KOWALEWSKI, M. (1994) Shell survival and time-averaging in nearshore and shelf environments: estimates from the radiocarbon literature. *Lethaia*, 27, 153-165.
- FLÜGEL, E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer, 976 pp.
- FOLK, R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.I. (1992) *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, 270 pp.
- FÜRSICH, F.T. (1995) Shell concentrations. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 88, 643-655.
- FÜRSICH, F.T. & FLESSA, K.W. (1987) Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. *Palaios*, 2, 543-559.
- FÜRSICH, F.T. & PANDEY, D.K. (2003) Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 285-309.
- FÜRSICH, R.T. & OSCHMANN, W. (1993) Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 169-185.
- GAFFEY, S.J. & BRONNIMANN, C.E. (1993) Effects of bleaching on organic and mineral phases in biogenic carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 752-754.
- GAILLARD, C. (1983) Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, 90, 515 pp.
- GALLOWAY, W.E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 125-142.
- GARCÍA-CUBAS, A. (1981) Moluscos de un sistema lagunar tropical en el sur del Golfo de México (Laguna de Términos, Campeche). *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, 5, 1-182.
- GISCHLER, E. (2003) Holocene lagoonal development in the isolated carbonate platforms off Belize. *Sedimentary Geology*, 159, 113-132.
- GISCHLER, E. & GINSBURG, R.N. (1996) Cavity dwellers (coelobites) under coral rubble in southern Belize barrier and atoll reefs. *Bulletin of Marine Science*, 58, 570-589.
- GISCHLER, E. & HUDSON, J.H. (1998) Holocene development of three isolated carbonate platforms, Belize, Central America. *Marine Geology*, 144, 333-347.

- GISCHLER, E. & HUDSON, J.H. (2004) Holocene development of the Belize Barrier Reef. *Sedimentary Geology*, 164, 223-236.
- GISCHLER, E. & LOMANDO, A.J. (1999) Recent sedimentary facies of isolated carbonate platforms, Belize-Yucatan system, Central America. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 747-763.
- GISCHLER, E. & ZINGELER, D. (2002) The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 1054-1070.
- GLAUB, I., GOLUBIC, S., GEKIDIS, M., RADTKE, G. & VOGEL, K. (2007) Microborings and microbial endoliths: geological implications. In: MILLER III, W. (eds) Trace fossils: concepts, problems, prospects. Elsevier, 368-381.
- GOLDRING, R. (1995) Organisms and the substrate: reponse and effect. In: BOSENCE, D.W.J., ALLISON, P.A. (eds) Marine palaeoenvironmental analysis from fossils. Geological Society Special Publication, 83, 151-180.
- GOLUBIC, S., PERKINS, R.D. & LUKAS, K.J. (1975) Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates. In: FREY, R.W. (eds) The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems and procedures in ichnology. Springer, 229-259.
- GRADZIŃSKI, M., TYSCZA, J., UCHMAN, A. & JACH, R. (2004) Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Lower-Middle Jurassic deposits: a case study from the Tatra Mountains, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213, 133-151.
- GREENSTEIN, B.J. & PANDOFI, J.M. (2003) Taphonomic alteration of reef corals: effects of reef environment and coral growth form, II: The Florida Keys. *Palaios*, 18, 495-509.
- GRUSZCZYŃSKI, M., COLEMAN, M.L., MARCINOWSKI, R., WALASZCZYK, I. & ISAACS, M.C.P. (2002) Palaeoenvironmental conditions of hardground formation in the Late Turonian-Coniacian of Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan. *Geologica Polonica*, 52, 423-435.
- GUILLOCHEAU, F. (1995) Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320, 1141-1157.
- GYGI, R.A. (1995) Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 88, 1-58.
- GYGI, R.A. (2000) Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. *Mémoire de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles*, 104. Birkhäuser, 151 pp.
- 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 Geologicae Helveticae*, 79, 385-454.
- HAECKEL, E.H.P.A. (1866) *Generelle Morphologie der Organismen*. Reimer, Berlin, 2 volumes - 1036 pp.
- HALLAM, A. (1984) Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 47, 195-223.
- HALLAM, A. (1986) Origin of minor limestone-shale cycles: climatically induced or diagenetic? *Geology*, 14, 609-612.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986) Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1, 389-398.
- HANNISDAL, B. (2004) Clams and brachiopods: chips that pass out of sight. *Palaios*, 19, 507-513.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds) Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60, 3-13.
- HARNEY, J.N. & FLETCHER, C.H.I. (2003) A budget of carbonate framework and sediment production, Kailua Bay, Oahu, Hawaii. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 856-868.
- HART, D.E. & KENCH, P.S. (2007) Carbonate production of an emergent reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Coral Reefs*, 26, 53-68.
- HAUSER, I. (2006) Verteilung rezenter und fossiler Bivalven auf drei Atollen vor der Küste von Belize (Mittelamerika, Karibisches Meer). Johann Wolfgang Goethe-Universität, Unpublished PhD Thesis, Frankfurt am Main, 187 pp.
- HAUSER, I., OSCHMANN, W. & GISCHLER, E. (2007) Modern bivalve shell assemblages on three atolls offshore Belize (Central America, Caribbean Sea). *Facies*, 53, 451-478.
- HAUSER, I., OSCHMANN, W. & GISCHLER, E. (2008) Taphonomic signatures on modern Caribbean bivalve shells as indicators of environmental conditions (Belize, Central America). *Palaios*, 23, 586-600.
- HEDGPETH, J.W. (1957) *Treatise on marine ecology and paleoecology*. 1, Ecology, Geological Society of America Memoir 67, 1296 pp.
- HELM, C. & SCHÜLKE, I. (2006) Patch reef development in the *florigemma*-Bank Member (Oxfordian) from the Deister Mts (NW Germany): a type example for Late Jurassic coral thrombolite thickets. *Facies*, 52, 441-467.
- HESS, H. (1975) Die fossilen Echinodermen des Schweizer Juras. *Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Basel*, 8, 130 pp.
- HIGH, L.R. (1975) Geomorphology and sedimentology of Holocene coastal deposits. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 2, 53-96.
- HILLGÄRTNER, H. (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. *GeoFocus*, 1, Fribourg, 203 pp.
- HILLGÄRTNER, H. & STRASSER, A. (2003) Quantification of high-frequency sea-level fluctuations in shallow-water carbonates: an example from the Berriasian-Valanginian (French Jura). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 43-63.
- HOCH, A.R., REDDY, M.M. & AIKEN, G.R. (2000) Calcite crystal growth inhibition by humic substances with emphasis on hydrophobic acids from the Florida Everglades. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 61-72.
- HOLLAND, S.M. & PATZOWSKY, M.E. (1999) Models for simulating the fossil record. *Geology*, 27, 491-494.
- HOMBERG, C., BERGERAT, F., PHILIPPE, Y., LACOMBE, O. & ANGELIER, J. (2002) Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357, 137-158.

- HOMWOOD, P. (1996) The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 701-715.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992) Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production, Elf Aquitaine Production*, 16, 357-381.
- HOMWOOD, P., MAURIAUD, P. & LAFONT, F. (2000) Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production, Elf Aquitaine Production*, 25, 81 pp.
- HOTTINGER, L. (1971) Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, 54, 497-504.
- HOVER, V.C., WALTER, L.M. & PEACOR, D.R. (2001) Early marine diagenesis of biogenic aragonite and Mg-calcite: new constraints from high-resolution STEM and AEM analyses of modern platform carbonates. *Chemical Geology*, 175, 221-248.
- HUG, W. (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge. *GeoFocus*, 7, 156.
- INSALACO, E., HALLAM, A. & ROSEN, B. (1997) Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology*, 44, 707-734.
- JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1984) Limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11, 161-194.
- JAMES, N.P. & GINSBURG, R.N. (1979) The seaward margin of Belize Barrier and atoll reefs. *IAS Special Publication*, 3, 191 pp.
- JONES, B. & DESROCHERS, A. (1992) Shallow platform carbonates. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds) *Facies models, response to sea-level change*. Geological Association of Canada, 277-301.
- KENDALL, C.G.S.C. & SCHLAGER, W. (1981) Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44, 181-212.
- KIDWELL, S.M. (1986) Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Palaeobiology*, 12, 6-24.
- KIDWELL, S.M. (1991) The stratigraphy of shell concentrations. In: ALLISON, P.A., BRIGGS, D.E.G. (eds) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, 9, 211-290.
- KIDWELL, S.M. (2002) Time-averaged molluscan death assemblages: palimpsests of richness, snapshots of abundance. *Geology*, 30, 803-806.
- KIDWELL, S.M. & BAUMILLER, T. (1990) Experimental disintegration of regular echinoids: roles of temperature, oxygen and decay thresholds. *Palaeobiology*, 16, 247-271.
- KIDWELL, S.M., BEST, M.M.R. & KAUFMAN, D.S. (2005) Taphonomic trade-offs in tropical marine death assemblages: differential time-averaging, shell loss, and probable bias in siliciclastic vs. carbonate facies. *Geology*, 33, 729-732.
- KIDWELL, S.M. & BOSENCE, D.W.J. (1991) Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: ALLISON, P.A., BRIGGS, D.E.G. (eds) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, 9, 115-209.
- KJERFVE, B., RÜTZLER, K. & KIERSPE, G.H. (1982) Tides at Carrie Bow Cay, Belize. In: RÜTZLER, K. & MACINTYRE, I.G. (eds) *The Atlantic barrier reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize - I: Structure and communities*. Smithsonian Contributions to the Marine Sciences. Smithsonian Institution Press, 12, 47-51.
- KOBLUK, D.R. & RISK, M.J. (1977) Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 1069-1082.
- KOSNIK, M.A., HUA, Q., JACOBSEN, G.E., KAUFMAN, D.S. & WÜST, R.A. (2007) Sediment mixing and stratigraphic disorder revealed by the age-structure of *Tellina* shells in Great Barrier Reef sediment. *Geology*, 35, 811-814.
- KOWALEWSKI, M. & BAMBACH, R.K. (2003) The limits of paleontological resolution. In: HARRIES, P.J. (eds) *Approaches in high-resolution stratigraphic paleontology*. Kluwer Academic Publishers, 1-48.
- KOWALEWSKI, M., FLESSA, K.W. & HALLMAN, D.P. (1995) Ternary taphograms: triangular diagrams applied to taphonomic analysis. *Palaios*, 10, 478-483.
- KOWALEWSKI, M., GOODFRIEND, G.A. & FLESSA, K.W. (1998) High-resolution estimates of temporal mixing within shell beds: the evils and virtues of time-averaging. *Paleobiology*, 24, 287-304.
- KOWALEWSKI, M., KIESSLING, W., ABERHAN, M., FÜRSICH, F., SCARONI, D., BARBOUR WOOD, S.L. & HOFFMEISTER, A.P. (2006) Ecological, taxonomic, and taphonomic components of the post-Paleozoic increase in sample-level species diversity of marine benthos. *Paleobiology*, 32, 533-561.
- KU, T.C.W., WALTER, L.M., COLEMAN, M.L., BLAKE, R.E. & MARTINI, A.M. (1999) Coupling between sulfur recycling and syndepositional carbonate dissolution: evidence from oxygen and sulfur isotope composition of pore water sulfate, South Florida Platform, USA. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 63, 2529-2546.
- LAMBERT, L., DURLET, C., LOREAU, J.-P. & MARNIER, G. (2006) Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 79-92.
- LARA, M.E. (1993) Divergent wrench faulting in the Belize southern lagoon: implications for Tertiary Caribbean plate movements and Quaternary reef distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1041-1063.
- LAZO, D.G. (2004) Bivalve taphonomy: testing the effect of life habits on the shell condition of the littleneck clam *Protothaca (Protothaca) staminea* (Mollusca: Bivalvia). *Palaios*, 19, 451-459.
- LE BRIS, S., LE CAMPION-ALSUMARD, T. & ROMANO, J.C. (1998) Caractéristiques du feutrage algal des récifs coralliens de Polynésie française soumis à différentes intensités de bioérosion. *Océanologica Acte*, 21, 695-708.
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972) Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13, 67-73.
- LEINFELDER, R.R. (1993) Upper Jurassic reef types and controlling factors - A preliminary report. *Profil*, 5, 1-45.
- LESCINSKY, H.L., EDINGER, E. & RISK, M.J. (2002) Mollusc shell encrustation and bioerosion rates in a modern epeiric sea: taphonomy experiments in the Java Sea, Indonesia. *Palaios*,

- 17, 171-191.
- LITTLER, M.M., LITTLER, D.S., MACINTYRE, I.G., BROOKS, B.L., TAYLOR, P.R. & LAPOINTE, B.E. (1995) The Tobacco Range fracture zone: a unique system of slumped mangrove peat. *Atoll Research Bulletin*, 428, 1-31.
- MACHEL, H.-G. & HUNTER, I.G. (1994) Facies models for Middle and Late Devonian shallow-marine carbonates with comparison to modern reefs: a guide for facies analysis. *Facies*, 30, 1551-1576.
- MACINTYRE, I.A. & ARONSON, R.B. (2006) Lithified and unlithified Mg-calcite precipitates in tropical reef environments. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 81-90.
- MACINTYRE, I.A., GRAUS, R.R., REINTHAL, P.N., LITTLER, M.M. & LITTLER, D.S. (1987) The barrier reef sediment apron: Tobacco Reef, Belize. *Coral Reefs*, 6, 1-12.
- MACINTYRE, I.G. (1985) Submarine cements - the peloidal question. In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds) *Carbonate cements*. SEPM Spec. Publ., 36, 109-116.
- MACINTYRE, I.G. & REID, R.P. (1995) Crystal alteration in a living calcareous alga (*Halimeda*): implications for studies in skeletal diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, A65, 143-153.
- MAKI, J.S. & MITCHELL, R. (1989) L'adhésion microbienne aux surfaces et ses conséquences. In: BIANCHI, M. et al. (eds) *Micro-organismes dans les écosystèmes aquatiques*. Masson, 387-409.
- MARTIN, R.E., WEHMILLER, J.F., HARRIS, M.S. & LIDDELL, W.D. (1996) Comparative taphonomy of bivalves and foraminifera from Holocene tidal flat sediments, Bahia la Choya, Sonora, Mexico (Northern Gulf of California): taphonomic and temporal resolution. *Palaeobiology*, 22, 80-90.
- MAZZULLO, S.J. (2006) Late Pleistocene to Holocene platform evolution in northern Belize, and comparison with coeval deposits in southern Belize and the Bahamas. *Sedimentology*, 53, 1015-1047.
- MAZZULLO, S.J., ANDERSON-UNDERWOOD, K.E., BURKE, C.D. & BISCHOFF, W.D. (1992) Holocene coral patch reef ecology and sedimentary architecture, northern Belize, Central America. *Palaios*, 7, 591-601.
- MAZZULLO, S.J. & REID, A.M. (1988) Sedimentary textures of recent Belize peritidal dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 479-488.
- MAZZULLO, S.J., TEAL, C.S., BISCHOFF, W.D., DIMMICK-WELLS, K. & WILHITE, B.W. (2003) Sedimentary architecture and genesis of Holocene shallow-water mud-mounds, northern Belize. *Sedimentology*, 50, 743-770.
- MCCLANAHAN, T.R., CARREIRO-SILVA, M. & DiLORENZO, M. (2007) Effect of nitrogen, phosphorus, and their interaction on coral reef algal succession in Glovers's Reef, Belize. *Marine Pollution Bulletin*, 54, 1947-1957.
- MCCLANAHAN, T.R., COKOS, B.A. & SALA, E. (2002) Algal growth and species composition under experimental control of herbivory, phosphorus and coral abundance in Glovers Reef, Belize. *Marine Pollution Bulletin*, 44, 441-451.
- MCCLANAHAN, T.R., SALA, E., STICKELS, P.A., COKOS, B.A. & BAKER, A.C. (2003) Interaction between nutrients and herbivory in controlling algal communities and coral condition on Glover's Reef, Belize. *Marine Ecology Progress Series*, 261, 135-147.
- McKINNEY, F.K. & JACKSON, J.B.C. (1991) *Bryozoan evolution*. University Of Chicago Press, 252 pp.
- MELDAHL, K.H., FLESSA, K.W. & CUTLER, A.H. (1997) Time-averaging and postmortem skeletal survival in benthic fossil assemblages: quantitative comparisons among Holocene environments. *Palaeobiology*, 23, 207-229.
- MILLER, G.T. (2002) *Living in the environment: principles, connections, and solutions*. Thomson Brooks/Cole, 758 pp.
- MOORE, G.T., HAYASHIDA, D.N., ROSS, C.A. & JACOBSON, S.R. (1992) Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 113-150.
- MOSS, S.J. & TUCKER, M.E. (1995) Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis. *Sedimentology*, 42, 853-874.
- MUNNECKE, A., WESTPHAL, H., REIJMER, J.J.G. & SAMTLEBEN, C. (1997) Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology*, 44, 977-990.
- NELSON, C.S. & JAMES, N.P. (2000) Marine cements in mid-Tertiary, cool-water, shelf limestone of New Zealand and Australia. *Sedimentology*, 47, 609-629.
- NEUMEIER, U. (1998) Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrochs (sédiments intertidaux). *Terre et Environnement*, 12, Université de Genève, 183 pp.
- NOSE, M. & LEINFELDER, R.R. (1997) Upper Jurassic coral communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): implications for symbiotic and nutrient strategies. *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium*, 2, 1755-1760.
- NUMMEDAL, D. & SWIFT, B.A. (1987) Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: NUMMEDAL, D., PILKEY, O.H. & HOWARD, J.D. (eds) *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. SEPM Special Publication, 41, 241-260.
- OLIVIER, N., CARPENTIER, C., MARTIN-GARIN, B., LATHUILLIÈRE, B., GAILLARD, C., FERRY, S., HANTZPERGUE, P. & GEISTER, J. (2004) Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies*, 50, 229-255.
- OLIVIER, N., HANTZPERGUE, P., GAILLARD, C., PITTET, B., LEINFELDER, R.R., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (2003) Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (Western France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 383-404.
- OLIVIER, N., PITTET, B., GAILLARD, C. & HANTZPERGUE, P. (2007) High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge-microbialite bioconstructions. *Comptes Rendus Palevol*, 6, 21-36.
- OLIVIER, N., PITTET, B., WERNER, W., HANTZPERGUE, P. & GAILLARD, C. (2008) Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low-energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, western France). *Sedimentary Geology*, 205, 14-33.

- OLÓRIZ, F., REOLID, M. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2002) Fossil assemblages, lithofacies, taphofacies and interpreting depositional dynamics in the epicontinental Oxfordian of the Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, 53-75.
- OLÓRIZ, F., REOLID, M. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2003a) A Late Jurassic carbonate ramp colonized by sponges and benthic microbial communities (External Prebetic, Southern Spain). *Palaios*, 18, 528-545.
- OLÓRIZ, F., REOLID, M. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2003b) Palaeogeographic and stratigraphic distribution of mid-late Oxfordian foraminiferal assemblages in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, Southern Spain). *Geobios*, 36, 733-747.
- OLÓRIZ, F., REOLID, M. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2004) Microboring and taphonomy in Middle Oxfordian to lowermost Kimmeridgian (Upper Jurassic) from the Prebetic Zone (southern Iberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212, 181-197.
- OLSZEWSKA, B. & WIECZOREK, J. (1988) Callovian-Oxfordian foraminifera of the Northern Tethyan shelf: an example from the Cracow upland (Southern Poland). *Revue de Paléobiologie*, 2, 191-196.
- ORR, J.C., CALDEIRA, K., FABRY, V., GATTUSO, J.-P., HAUGAN, P., LEHODEY, P., PANTOJA, S., PÖRTNER, H.-O., RIEBESELL, U., TRULL, T., HOOD, M., URBAN, E. & BROADGATE, W. (2009) Research priorities for ocean acidification. Report from the Second Symposium on the Ocean in a High-CO2 World, Monaco 2008, SCOR-UNESCO-IOC-IAEA-IGPB, 25 pp.
- OSCHMANN, W. (1990) Environmental cycles in the late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sedimentary Geology*, 69, 313-332.
- PARKINSON, R.W. (1989) Decelerating Holocene sea-level rise and its influence on Southwest Florida coastal evolution: a transgressive/regressive stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 960-972.
- PARRAS, A. & CASADÍO, S. (2005) Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julián formation, Oligocene of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217, 47-66.
- PARSONS-HUBBARD, K. (2005) Molluscan taphofacies in recent carbonate reef/lagoon systems and their application to sub-fossil samples from reef cores. *Palaios*, 20, 175-191.
- 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). Fribourg, Thèse non publiée, 274 pp.
- PASQUIER, J.-B. & STRASSER, A. (1997) Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology*, 44, 1071-1092.
- PEEBLES, M.W. & LEWIS, R.D. (1988) Differential infestation of shallow-water benthic foraminifera by microboring organisms: possible biases in preservation potential. *Palaios*, 3, 345-351.
- PERRY, C.T. (1998) Grain susceptibility to the effects of microboring: implications for the preservation of skeletal carbonates. *Sedimentology*, 45, 39-51.
- PERRY, C.T. (1999) Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion of ancient grass-bed environments. *Sedimentology*, 46, 33-45.
- PERRY, C.T. (2000) Factors controlling sediment preservation on a north Jamaican fringing reef: a process-based approach to microfacies analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 633-648.
- PERRY, C.T. (2001) Storm-induced coral rubble deposition: Pleistocene records of natural reef disturbance and community response. *Coral Reefs*, 20, 171-183.
- PERRY, C.T. & HEPBURN, L.J. (2008) Syn-depositional alteration of coral reef framework through bioerosion, encrustation and cementation: taphonomic signatures of reef accretion and reef depositional events. *Earth-Science Reviews*, 86, 106-144.
- PERRY, C.T. & TAYLOR, K.G. (2006) Inhibition of dissolution within shallow water carbonate sediments: impacts of terrigenous sediment input on syn-depositional carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 53, 495-513.
- PITTET, B. (1996) Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemple de l'Oxfordien (Jura Suisse, Normandie, Espagne). Thèse non publiée, Fribourg, 258 pp.
- PITTET, B. & STRASSER, A. (1998) Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geologische Rundschau*, 86, 852-874.
- PLUNKETT, J.M. (1997) Early diagenesis of shallow platform carbonates in the Oxfordian of the Swiss Jura Mountains. Thèse non publiée, Fribourg, 155 pp.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: WILGUS, C.E., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds) Sea-level changes - an integrated approach. SEPM Special Publication, 42, 109-124.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P. & COWAN, C.A. (1992) Peritidal carbonates. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds) Facies models, response to sea-level change. Geological Association of Canada, 16, 303-322.
- PURDY, E.G. (1974) Karst-determined facies patterns in British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 825-855.
- PURDY, E.G. & GISCHLER, E. (2003) The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 532-551.
- PURDY, E.G., GISCHLER, E. & LOMANDO, A.J. (2003) The Belize margin revisited. 2. Origin of Holocene antecedent topography. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 552-572.
- PURDY, E.G., PUSEY, W.C. & WANTLAND, K.F. (1975) Continental shelf of Belize - regional shelf attributes. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 2, 1-52.
- PUSEY, W.C. (1975) Holocene carbonate sedimentation on northern Belize shelf. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) Belize

- shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 2, 131-233.
- R DEVELOPMENT CORE TEAM (2008) R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- RADTKE, G. & GOLUBIC, S. (2005) Microborings in mollusk shells, Bay of Safaga, Egypt: morphometry and ichnology. *Facies*, 51, 118-134.
- RADTKE, G., LE CAMPION-ALSUMARD, T. & GOLUBIC, S. (1997) Microbial assemblages involved in tropical coastal bioerosion; an Atlantic-Pacific comparison. In: LESSIOS, H.A., MACINTYRE, I.G. (eds) Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, 8, 1825-1829.
- RAFFAELLI, D. & HAWKINS, S. (1996) Intertidal ecology. Chapman & Hall, London, 356 pp.
- RAMEIL, N. (2005) Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura mountains: a high-resolution record in sea-level and climate. *GeoFocus*, 13, Fribourg, 246 pp.
- RAMEIL, N. (2008) Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: a case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary Geology*, 212, 70-85.
- REES, S.A., OPDYKE, B.N., WILSON, P.A. & HENSTOCK, T.J. (2007) Significance of *Halimeda* bioherms to the global carbonate budget based on a geological sediment budget for the Northern Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs*, 26, 177-188.
- REID, R.P. & MACINTYRE, I.G. (1998) Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 928-946.
- REID, R.P., MACINTYRE, I.G. & POST, J.E. (1992) Micritized skeletal grains in northern Belize lagoon: a major source of Mg-calcite mud. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 145-156.
- REOLID, M. (2008) Taphonomic features of *Lenticulina* as a tool for paleoenvironmental interpretation of midshelf deposits of the Upper Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain). *Palaios*, 23, 482-494.
- REOLID, M. & GAILLARD, C. (2007) Microtaphonomy of bioclasts and paleoecology of microencrusters from Upper Jurassic spongiolithic limestones (External Prebetic, Southern Spain). *Facies*, 53, 97-112.
- REOLID, M., GAILLARD, C. & LATHUILLÈRE, B. (2007) Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian). *Facies*, 53, 553-574.
- REOLID, M., GAILLARD, C., OLÓRIZ, F. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. (2005) Microbial encrustations from the Middle Oxfordian-earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): characterisation, distribution and controlling factors. *Facies*, 50, 529-543.
- RIDING, R. (1991) Classification of microbial carbonates. In: RIDING, R. (eds) Calcareous algae and stromatolites. Springer, 22-51.
- RIDING, R. & GUO, L. (1992) Affinity of *Tubiphytes*. *Palaeontology*, 35, 37-49.
- ROBBART, M.L., PECKOL, P., SCORDILIS, S.P., CURRAN, H.A. & BROWN-SARACINO, J. (2004) Population recovery and differential heat shock protein expression for the corals *Agaricia agaricites* and *A. tenuifolia* in Belize. *Marine Ecology Progress Series*, 283, 151-160.
- ROBBINS, L.L., KNORR, P.O. & HALLOCK, P. (2009) Response of Halimeda to ocean acidification: field and laboratory evidence. *Biogeosciences Discussions*, 6, 4895-4918.
- ROSELL, D. & URIZ, M.J. (2002) Excavating and endolithic sponge species (Porifera) from the Mediterranean: species descriptions and identification key. *Organisms Diversity and Evolution*, 2, 55-86.
- ROYER, D.L. (2009) Climate sensitivity during the Phanerozoic: lessons for the Future. AAPG Annual Convention, Denver, Colorado, Abstract.
- RÜTZLER, K. & MACINTYRE, I.A. (1982) The Atlantic barrier reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize - I: Structure and communities. *Smithsonian Contributions to the Marine Sciences*, 12. Smithsonian Institution Press, Washington, 539 pp.
- SAMANKASSOU, E., STRASSER, A., DI GIOIA, E., RAUBER, G. & DUPRAZ, C. (2003) High-resolution record of lateral facies variations on a shallow carbonate platform (Upper Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96, 425-440.
- SAMANKASSOU, E., TRESCH, J. & STRASSER, A. (2005) Origin of peloids in Early Cretaceous deposits, Dorset, South England. *Facies*, 51, 275-284.
- SANDERS, D. (2003) Syndepositional dissolution of calcium carbonate in neritic carbonate environments: geological recognition, processes, potential significance. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 99-134.
- SANTOS, A. & MAYORAL, E. (2006) Bioerosive structures of sclerozoan foraminifera from the Lower Pliocene of southern Spain: a contribution to the palaeoecology of marine hard substrate communities. *Palaeontology*, 49, 719-732.
- SARTORI, A.F., PRINTRAKOON, C., MIKKELSEN, P.M. & BIELER, R. (2008) Siphonal structure in the veneridae (Bivalvia: Heterodonta) with an assessment of its phylogenetic application and a review of venerids of the Gulf of Thailand. *The Raffles Bulletin of Zoology*, 18, 103-125.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1988) Limestone concretion growth documented by trace-fossil relations. *Geology*, 16, 908-911.
- SCHLAGER, W. (2000) Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mud-mound carbonate systems. In: INSALACO, E., SKELTON, P.W., PALMER, T.J. (eds) Carbonate platform systems: components and interactions. Geological Society, London, Special Publication, 178, 217-227.
- SCHLAGER, W., MARSAL, D., VAN DER GEEST, P.A.G. & SPRENGER, A. (1998) Sedimentation rates, observation span, and the problem of spurious correlation. *Mathematical Geology*, 30, 547-556.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1996) The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Trogotella incrustans* foraminiferal consortium. *Palaeontology*, 39, 21-52.
- SCHWARZACHER, W. (2000) Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50, 51-75.



- SCOFFIN, T.P. (1992) Taphonomy of coral reefs: a review. *Coral Reefs*, 11, 57-77.
- SCOFFIN, T.P. & BRADSHAW, C. (2000) The taphonomic significance of endoliths in dead - *versus* live - coral skeletons. *Palaios*, 15, 248-254.
- SCOTT, M.R. (1975) Distribution of clay minerals on Belize shelf. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 2, 97-130.
- SELLWOOD, B.W. & PRICE, G.D. (1994) Sedimentary facies as indicators of Mesozoic palaeoclimate. In: ALLEN, J.R.L., HOSKINS, B.J., SELLWOOD, B.W., SPICER, R.A. & VALDES, P.J. (eds) Palaeoclimates and their modelling. Chapman & Hall, 17-25.
- SESSA, J.A., PATZOWSKY, M.E. & BRALOWER, T.J. (2009) The impact of lithification on the diversity, size distribution, and recovery dynamics of marine invertebrate assemblages. *Geology*, 37, 115-118.
- SHINN, E.A., HUDSON, H.J., HALLEY, R.B., LIDZ, B., ROBBIN, D.M. & MACINTYRE, I.G. (1982) Geology and sediment accumulation rates at Carrie Bow Cay, Belize. In: RÜTZLER, K. & MACINTYRE, I.G. (eds) The Atlantic barrier reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize - I: Structure and communities. Smithsonian Contributions to the Marine Sciences. Smithsonian Institution Press, 12, 63-75.
- SHROBA, C.S. (1993) Taphonomic features of benthic foraminifera in a temperate setting: experimental and field observations on the role of abrasion, solution and microborings in the destruction of foraminiferal tests. *Palaios*, 8, 250-266.
- SMITH, A.G., SMITH, D.G. & FUNNELL, B.M. (1994) Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. University Press, Cambridge, 99 pp.
- SMITH, A.M. & NELSON, C.S. (2003) Effects of early sea-floor processes on the taphonomy of temperate shelf skeletal carbonate deposits. *Earth-Science Reviews*, 63, 1-31.
- SOMMARUGA, A. (1997) Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mémoire de la Société Neuchâtoise des Sciences Naturelles*, XII, Neuchâtel, 176 pp.
- SOROKIN, Y.I. (1995) Coral reef ecology. *Ecological Studies*, 102. Springer, 465 pp.
- SPENCE, G.H. & TUCKER, M.E. (1999) Modeling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 947-961.
- SPRACHTA, S., CAMOIN, G., GOLUBIC, S. & LE CAMPION, T. (2001) Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution, Tikehau atoll (French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 103-124.
- SPRINKLE, J. & GUENSBURG, T.E. (1995) Origin of echinoderms in the Paleozoic evolutionary fauna: the role of substrates. *Palaios*, 10, 437-453.
- STAFF, G.M., CALLENDER, W.R., POWELL, E.N., PARSONS-HUBBARD, K.M., BRETT, C.E., WALKER, S.E., CARLSON, D.D., WHITE, S., RAYMOND, A. & HEISE, E.A. (2002) Taphonomic trends along a forereef slope: Lee Stocking Island, Bahamas. II. Time. *Palaios*, 17, 66-83.
- STEFANIAK, L.M., McATEE, J. & SHULMAN, M.J. (2005) The costs of being bored: effects of a clonid sponge on the gastropod *Littorina littorea* (L.). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 327, 103-114.
- 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: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds) Cycles and events in stratigraphy. Springer, 709-721.
- STRASSER, A. (2007) Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. *Swiss Journal of Geosciences*, 100, 407-429.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983) Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 76, 551-580.
- STRASSER, A., HILGEN, F.J. & HECKEL, P.H. (2006) Cyclostratigraphy - concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 42, 75-114.
- 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.
- STRASSER, A. & SAMANKASSOU, E. (2003) Carbonate sedimentation rates today and in the past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). *Geologica Croatica*, 56, 1-18.
- STRASSER, A. & VÉDRINE, S. (2009) Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. *IAS Special Publication*, 41, 199-213.
- STUIVER, M. & POLACH, H.A. (1977) Discussion: reporting of <sup>14</sup>C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- SUCHANEK, T.H. (1983) Control of seagrass communities and sediment distribution by *Callianassa* (Crustacea, Thalassinidea) bioturbation. *Journal of Marine Research*, 41, 281-298.
- TANSLEY, A.G. (1935) The use and abuse of vegetational concepts and terms. *Forest Ecology and Management*, 16, 284-307.
- TEAL, C.S., MAZZULO, S.J. & BISCHOFF, W.D. (2000) Dolomitization of Holocene shallow-marine deposits mediated by sulfate reduction and methanogenesis in normal-salinity seawater, Northern Belize. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 349-663.
- TEETER, J.W. (1975) Distribution of Holocene marine ostracoda from Belize. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. (eds) Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 2, 400-499.
- THIERRY, J. & 41 CO-AUTHORS (2000) Early Kimmeridgian (146 - 144Ma). In: DERCOURT, J. et al. (eds) Atlas Peri-Tethys. CCGM/CGMW, 85-97.
- TIPPER, J.C. (1997) Modeling carbonate platform sedimentation - Lag comes naturally. *Geology*, 25, 495-498.
- TOMAŠOVÝCH, A., FÜRSICH, F.T. & WILMSEN, M. (2006) Preservation of autochthonous shell beds by positive feedback between increased hardpart-input rates and increased sedimentation rates. *Journal of Geology*, 114, 287-312.

- TRESCH, J. (2007) History of a Middle Berriasian transgression (Switzerland, France, and southern England). *GeoFocus*, 16, Fribourg, 271 pp.
- TRÜMPY, R. (1980) *Geology of Switzerland - a guide-book*. Wepf & Co., 7-24.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell, 482 pp.
- TUDHOPE, A.W. (1989) Shallowing-upwards sedimentation in a coral reef lagoon, Great Barrier Reef of Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 1036-1051.
- TUDHOPE, A.W. & RISK, M.J. (1985) Rate of dissolution of carbonate sediments by microboring organisms, Davies Reef, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 440-447.
- TUDHOPE, A.W. & SCOFFIN, T.P. (1984) The effects of *Callianassa* bioturbation on the preservation of carbonate grains in Davies Reef Lagoon, Great Barrier Reef, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1091-1096.
- TYSZKA, J. & KAMINSKI, M.A. (1995) Factors controlling the distribution of agglutinated foraminifera in Aalenian-Bajocian dysoxic facies (Pieniny Klippen Belt, Poland). In: KAMINSKI, M.A., GEROCH, S. & GASIŃSKI, M.A. (eds) *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 3, 271-291.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, D.B. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (ed) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., 26, 63-81.
- 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: EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, 617-659.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.E., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds) *Sea-level changes - an integrated approach*. SEPM Special Publication, 42, 39-45.
- VÉDRINE, S. (2007) High-frequency palaeoenvironmental changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentary systems (Late Oxfordian, Switzerland, France, and southern Germany). *GeoFocus*, 19, Fribourg, 216 pp.
- VÉDRINE, S., STRASSER, A. & HUG, W. (2007) Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 53, 535-552.
- VOGEL, K., GEKTIDIS, M., GOLUBIC, S., KIENE, W.E. & RADTKE, G. (2000) Experimental studies on microbial bioerosion at Lee Stocking Island, Bahamas and One Tree Island, Great Barrier Reef, Australia: implications for paleoecological reconstructions. *Lethaia*, 33, 190-204.
- VRIELYNCK, B. & BOUYSSÉ, P. (2001) *Le visage changeant de la Terre. L'éclatement de la Pangée et la mobilité des continents au cours des derniers 250 millions d'années*. Publication de la Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris, 32 pp.
- WALKER, S.E. & GOLDSTEIN, S.T. (1999) Taphonomic tiering: experimental field taphonomy of molluscs and foraminifera above and below the sediment-water interface. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, 227-244.
- WALTER, L.M. & BURTON, E.A. (1990) Dissolution of recent platform carbonate sediments in marine pore fluids. *American Journal of Science*, 290, 601-643.
- WALTER, L.M. & MORSE, J.W. (1984) Reactive surface area of skeletal carbonates during dissolution: effect of grain size. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1081-1090.
- WETZEL, A. & STRASSER, A. (2001) *Sedimentology, palaeoecology, and high-resolution sequence stratigraphy of a carbonate-siliciclastic shelf (Oxfordian, Swiss Jura Mountains)*. IAS 2001-Davos, Switzerland, Excursion A3, 33-50.
- WHEELEY, J.R., CHERNS, L. & WRIGHT, V.P. (2008) Provenance of microcrystalline carbonate cement in limestone-marl alternations (LMA): aragonite mud or molluscs? *Journal of the Geological Society of London*, 165, 395-403.
- WILHITE, B.W. (2000) *Facies architecture and diagenesis of Holocene carbonate sands in a low energy, inner-platform lagoon, Chetumal Bay, Northern Belize*. Unpublished MS thesis. Wichita State University, Kansas, 316 pp.
- WILHITE, B.W., DIMMICK-WELLS, K. & MAZZULLO, S.J. (2005) Modern carbonate depositional settings in Northern Belize, Central America: analogs for modeling and exploring stratigraphic traps in Lansing-Kansas city reservoirs. *Bulletin of the Geological Society of Kansas*, 80, 12-22.
- WOLF, K.H. (1965) Grain-diminution of algal colonies to micrite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 420-437.
- WRIGHT, V.P. & BURGESS, P.M. (2005) The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. *Facies*, 51, 19-25.
- WRIGHT, V.P. & CHERNS, L. (2008) The subtle thief: selective dissolution of aragonite during shallow burial and the implications for carbonate sedimentology. In: LUKASIK, J. & SIMO, J.A. (eds) *Controls on carbonate platform and reef development*. SEPM Special Publication, 89, 47-54.
- WRIGHT, V.P., CHERNS, L. & HODGES, P. (2003) Missing molluscs: field testing taphonomic loss in the Mesozoic through early large-scale aragonite dissolution. *Geology*, 31, 211-214.
- YANG, W., MAZZULLO, S.J. & TEAL, C.S. (2004) Sediments, facies tracts, and variations in sedimentation rates of Holocene platform carbonate sediments and associated deposits, Northern Belize - implications for «representative» sedimentation rates. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 498-512.
- ZIEGLER, P.A. (1990) *Geological atlas of Western and Central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij, The Hague, 233 pp.
- ZINKE, J., REIJMER, J.J.G. & THOMASSIN, B.A. (2003) Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sedimentary Geology*, 160, 57-79.
- ZUSCHIN, M. & HOHENEGGER, J. (1998) Subtropical coral-reef associated sedimentary facies characterized by molluscs (northern Bay of Safaga, Red Sea, Egypt). *Facies*, 38, 229-254.
- ZUSCHIN, M., STACHOWITSCH, M. & STANTON JR., R.J. (2003) Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth-Science Reviews*, 63, 33-82.

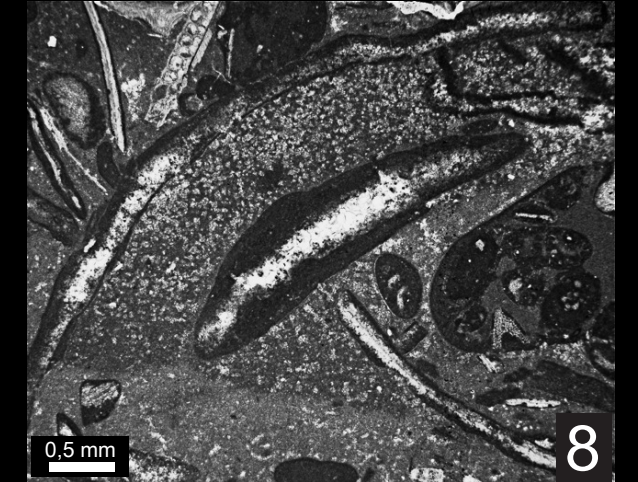
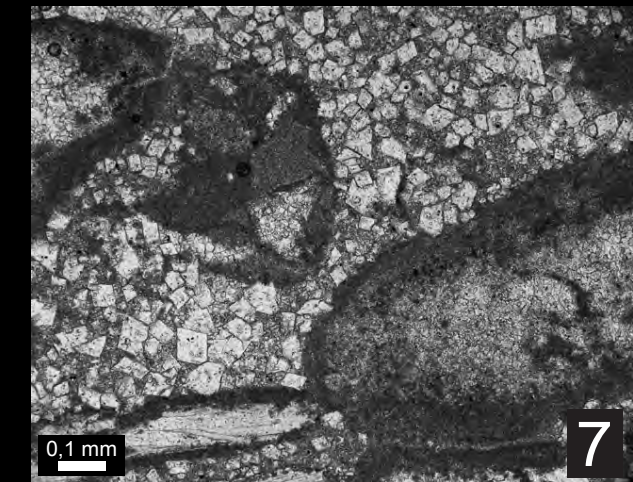
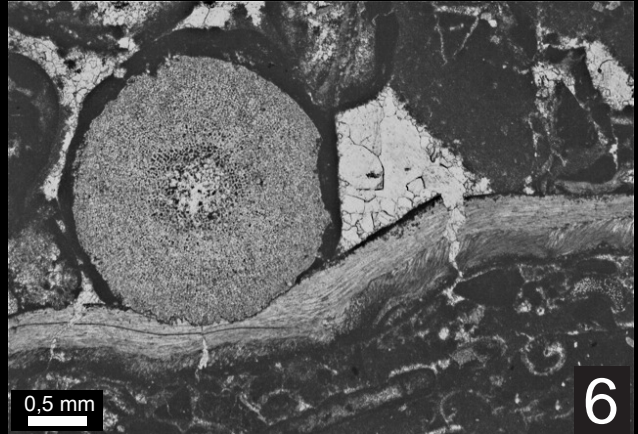
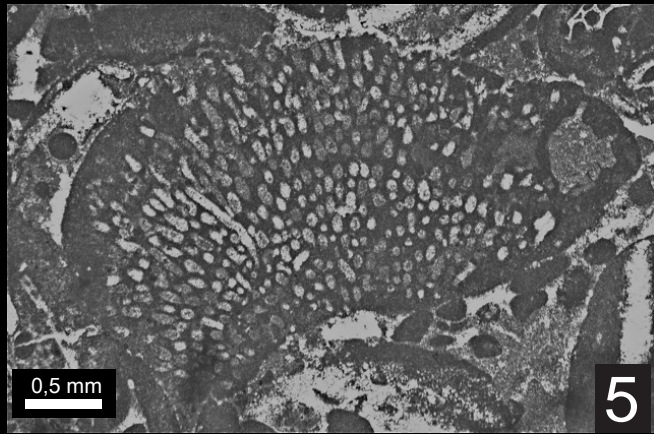
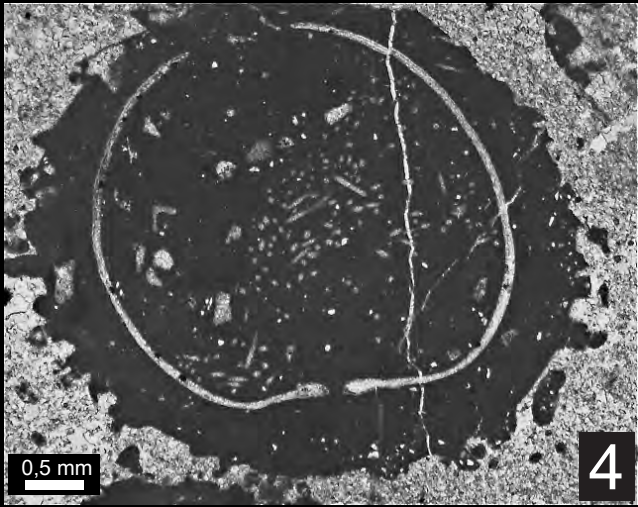
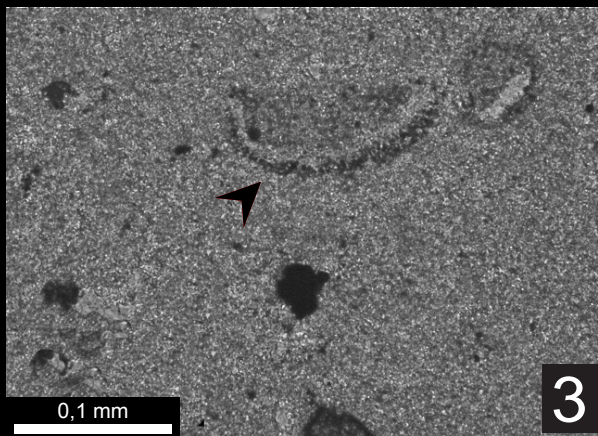
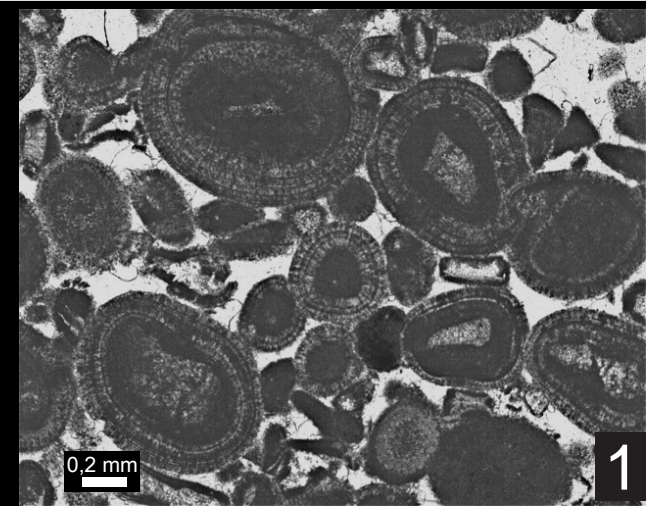
# PLANCHES

---

<i>Planche 1 - Microfaciès - Divers</i>	<i>p. 216</i>
<i>Planche 2 - Grains squelettiques - Bivalves</i>	<i>p. 218</i>
<i>Planche 3 - Grains squelettiques - Gastéropodes</i>	<i>p. 220</i>
<i>Planche 4 - Concentrations coquillières + Structures géopétales</i>	<i>p. 222</i>
<i>Planche 5 - Discontinuités</i>	<i>p. 224</i>
<i>Planche 6 - Substrat induré + Encroûtement biogénique</i>	<i>p. 226</i>
<i>Planche 7 - Encroûtement biogénique</i>	<i>p. 228</i>
<i>Planche 8 - Encroûtement biogénique - Serpules + Usure</i>	<i>p. 230</i>
<i>Planche 9 - Micritisation - Halimeda &amp; Peneroplis</i>	<i>p. 232</i>
<i>Planche 10 - Micritisation - Divers</i>	<i>p. 234</i>
<i>Planche 11 - Perforation - microperforation</i>	<i>p. 236</i>
<i>Planche 12 - Fragmentation + Pyritisation</i>	<i>p. 238</i>

## PLANCHE 1 - MICROFACIÈS - DIVERS

- 1 - Ooïdes radiaires (type 3 de Strasser 1986), section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon HR48
- 2 - Oncoïde à laminations internes micritiques (type 2 de Védrine et al. 2007) mises en place autour d'un fragment de corail microperforé et recristallisé en calcite, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO21C
- 3 - Stade précoce d'un péloïde né du comblement de porosité d'ostracode, section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HRG
- 4 - Sclères d'éponges imbriquées dans le sédiment de porosité d'un corail née de macroperforation (*Gastrochaenolites*), section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HR45
- 5 - Débris d'algue « Cayeuxide », section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO21C
- 6 - Fragmentation et compression intersquelettique nées de compaction sédimentaire, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO22
- 7 - Dolomitisation, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO6
- 8 - Microsparitisation progressive d'un sédiment initialement aragonitique (type Munnecke et al. 1997) - néomorphose transitionnelle - section de Vorbourg, Jura suisse - échantillon VO20



## PLANCHE 2 - GRAINS SQUELETTIQUES - BIVALVES

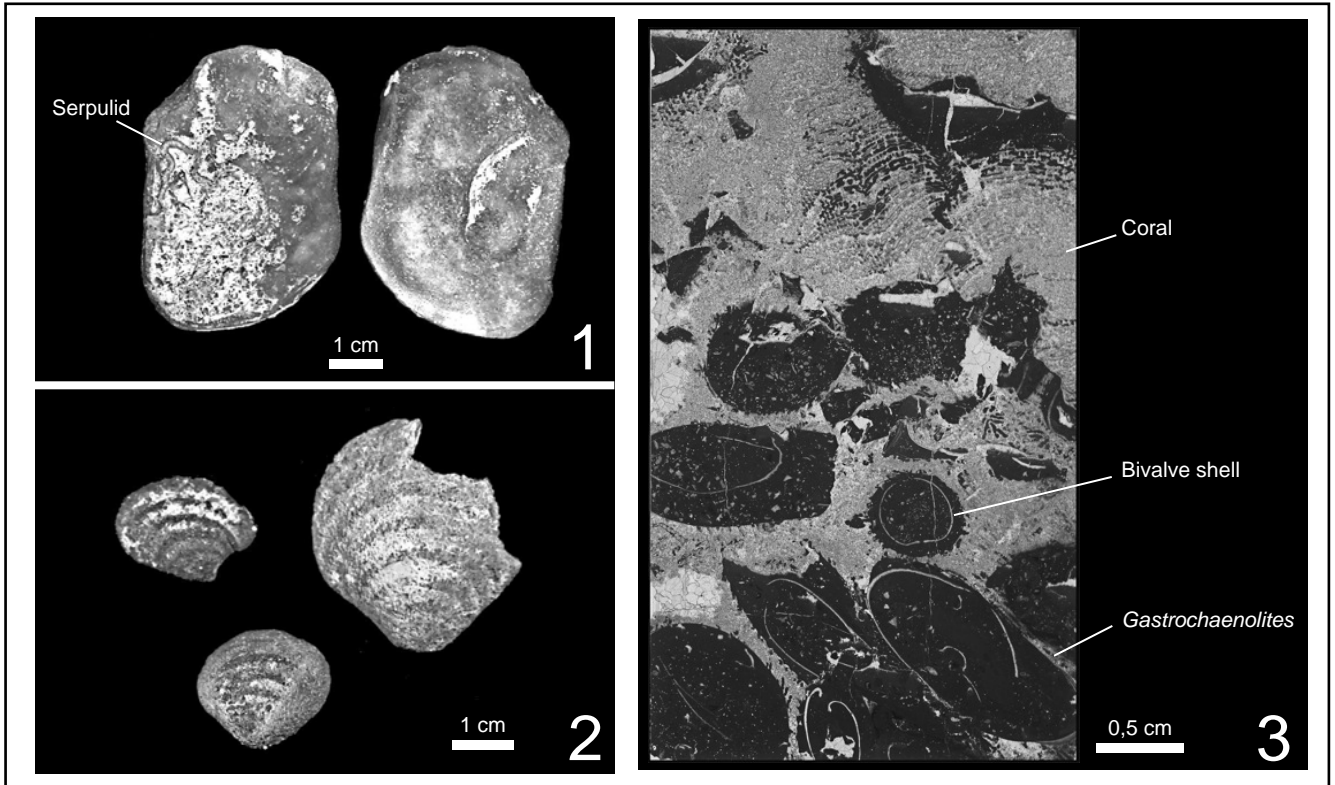
### *Bivalves - spécimens rencontrés dans les séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse*

- 1 - Bivalves de type ostrea (*Liostraea?*), section de Hautes-Roches - échantillon HR13
- 2 - Bivalves de type astarte (*Nicaniella?*), section de Hautes-Roches - échantillons HR9 et HR13
- 3 - Bivalves cryptoendolithes, section de Hautes-Roches - échantillon HR45

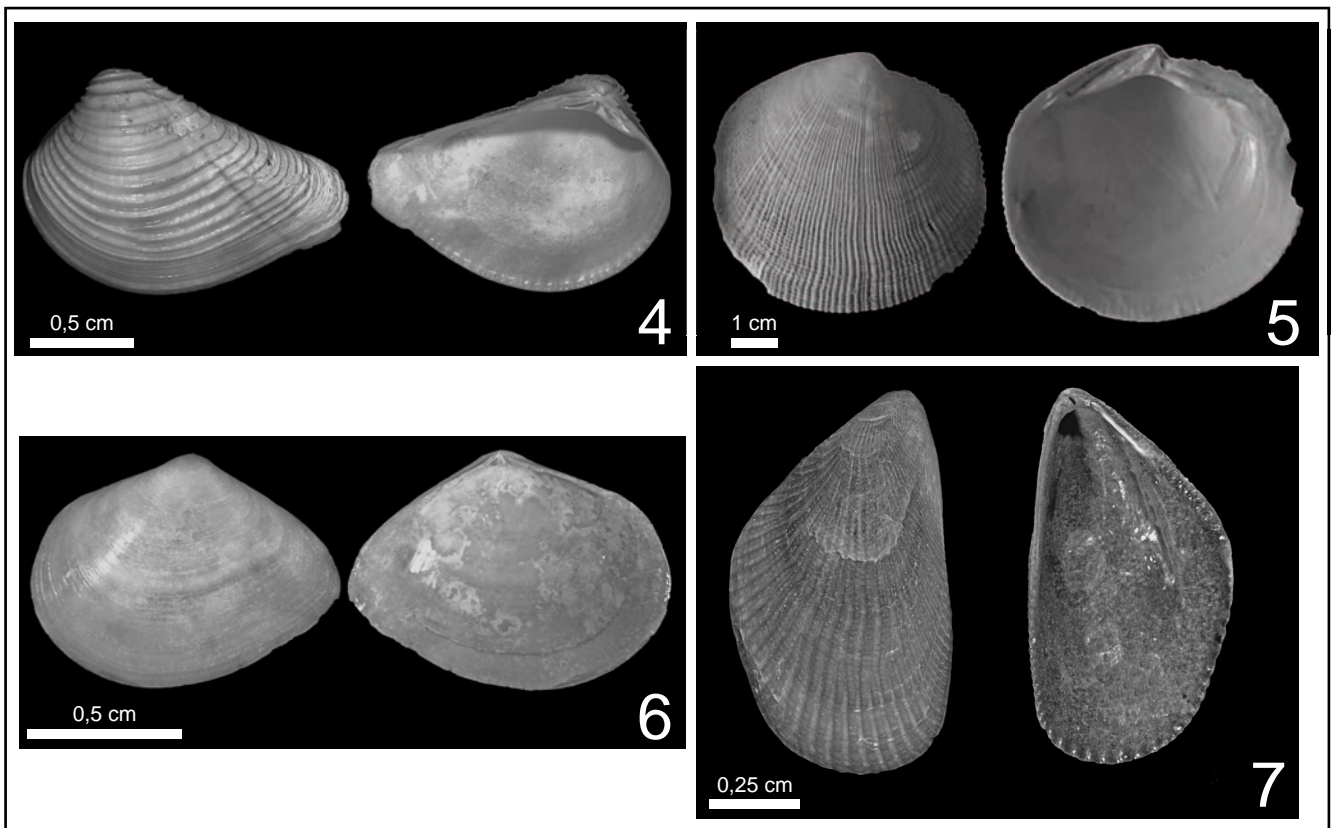
### *Bivalves - spécimens rencontrés dans les séries sédimentaires holocènes du Belize*

- 4 - *Anomalocardia* sp., lagon intra-insulaire de San Pedro - échantillon A5.2
- 5 - *Codakia* sp., lagon protégé de San Pedro - échantillon A2.3
- 6 - Telline, lagon intra-insulaire de San Pedro - échantillon A5.2
- 7 - *Brachidontes* sp., « lagon de Chetumal » - échantillon A11.16

*Oxfordian bivalves from the Swiss Jura Mountains*



*Holocene bivalves from Belize*



## PLANCHE 3 - GRAINS SQUELETTIQUES - GASTÉROPODES

*Gastéropodes - spécimen rencontré dans les séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse*

1 - Moule interne de *Bourguetia*, section de Hautes-Roches - échantillon HR32

*Gastéropodes - spécimens rencontrés dans les séries sédimentaires holocène du Belize*

2 - *Batillaria* sp., lagon intra-insulaire de San Pedro - échantillon A5.2

3 - *Bulla* sp., lagon protégé de Monkey River Town - échantillon P12.4

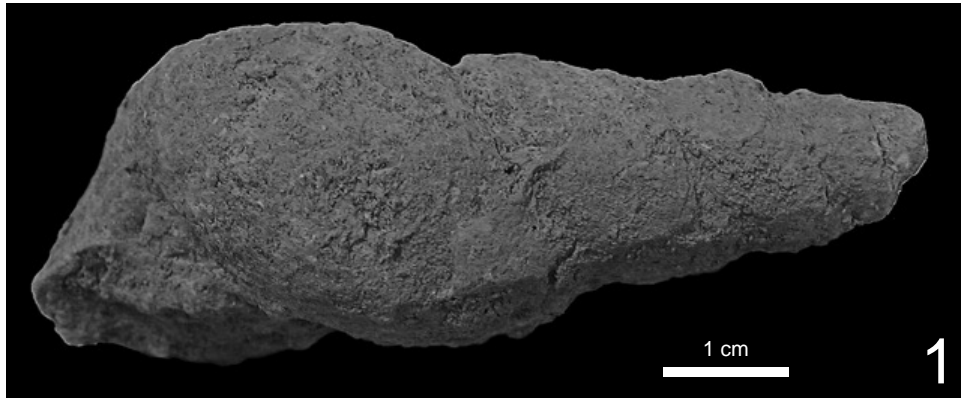
4 - *Cerithium* sp., lagon protégé au nord de Monkey River Town - échantillon P10.2

5 - *Neritina* sp., lagon protégé de Monkey River Town - échantillon P12.4

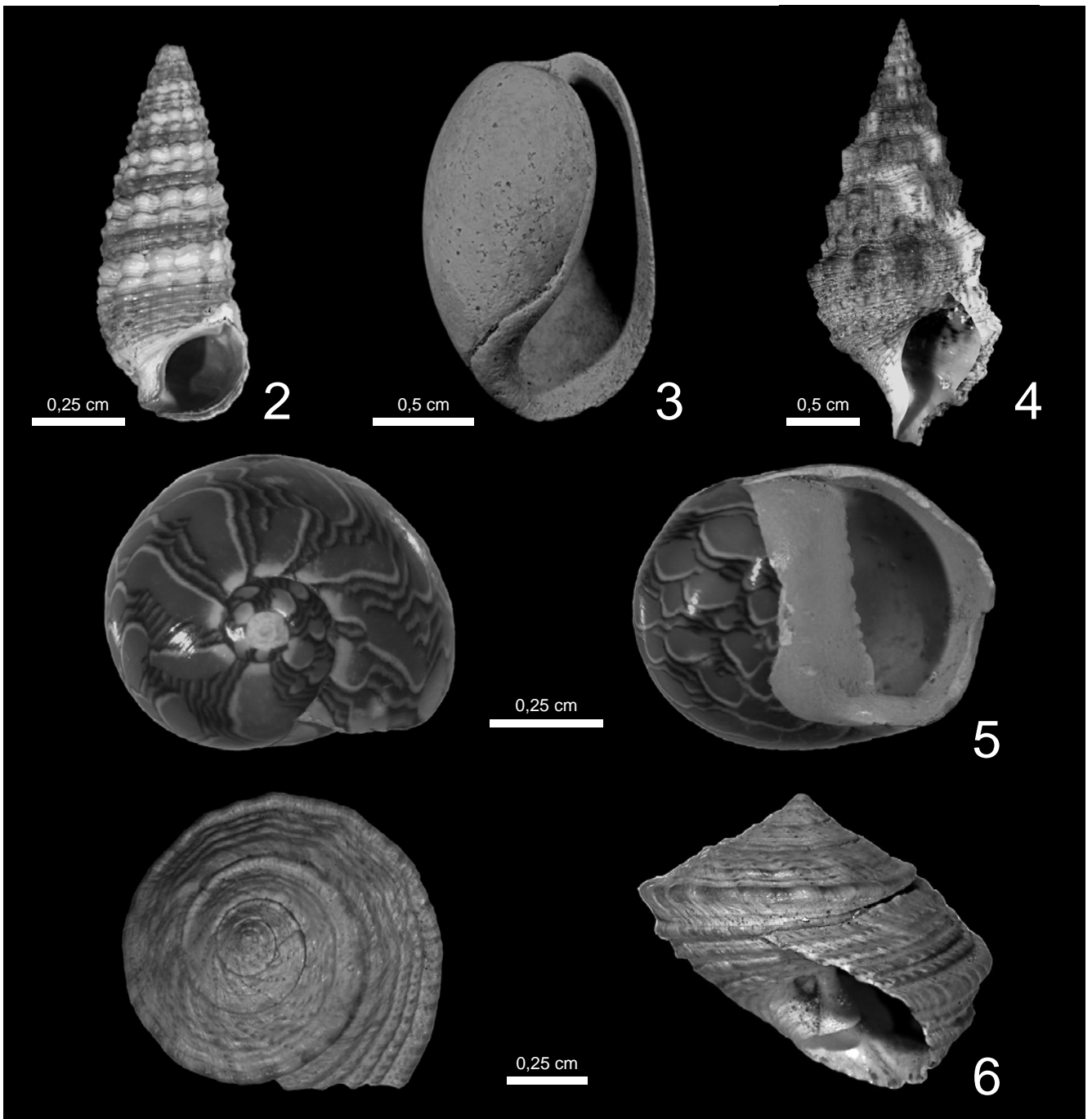
6 - *Modulus* sp., lagon protégé de Monkey River Town - échantillon P12.4



*Oxfordian gastropod from the Swiss Jura Mountains*



*Holocene gastropods from Belize*



## **PLANCHE 4 - CONCENTRATIONS COQUILLIÈRES + STRUCTURES GÉOPÉTALES**

### *Concentrations coquillières des séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse et holocènes du Belize*

1 - Concentration événementielle de foraminifères des genres *Ammobaculites* et *Pseudocyclamina*, section de Hautes-Roches - échantillon HR18 (résidus de lavage de marnes triés par classe de taille et par organisme)

2 - Concentration événementielle de fragments d'échinodermes et de valves d'ostracodes liée à un dépôt de tempête préservé à l'état de nodule, section de Hautes-Roches - échantillon HR18 (nodule)

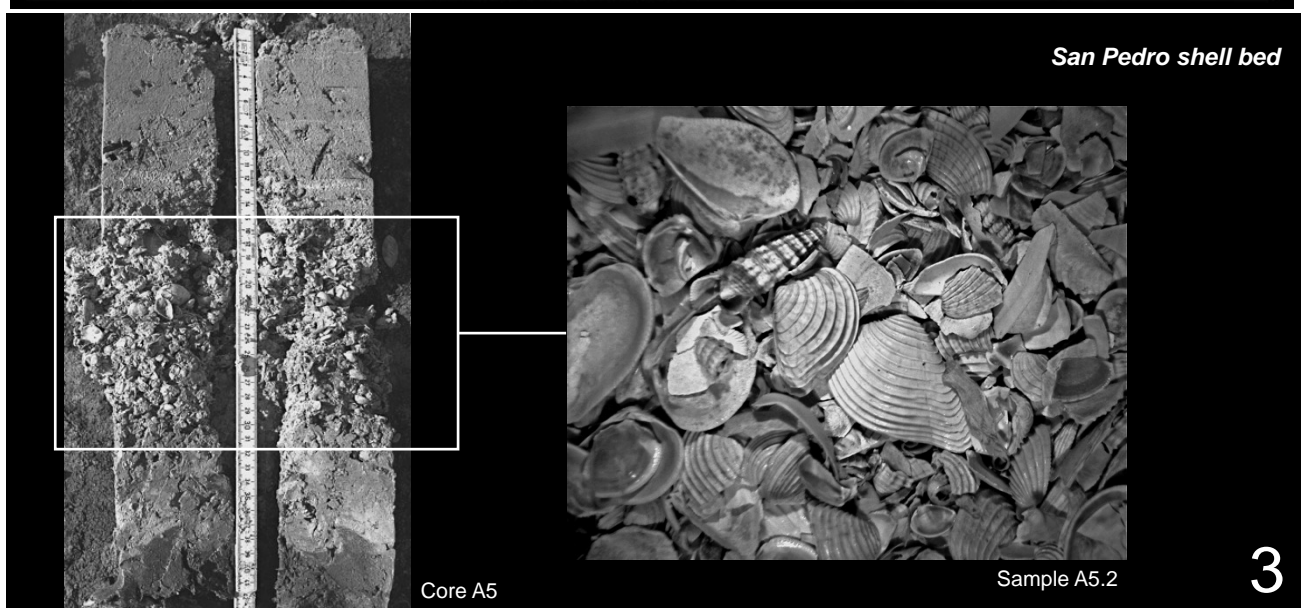
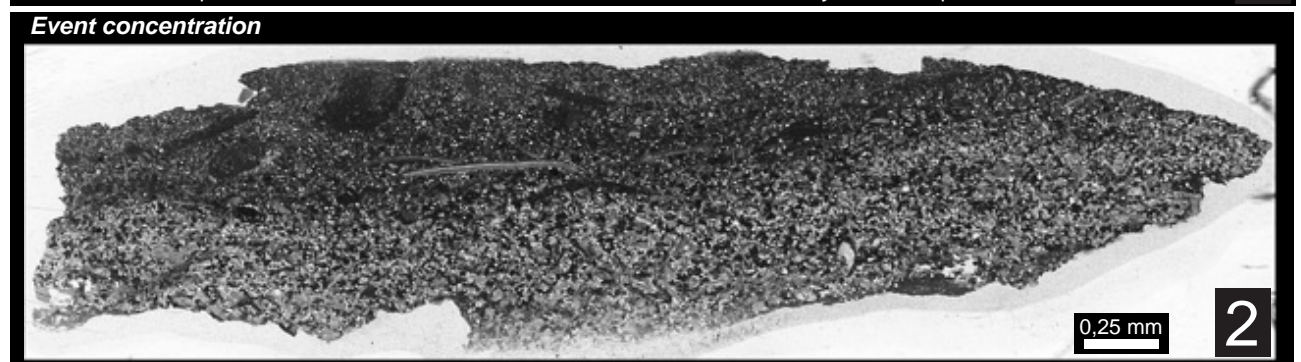
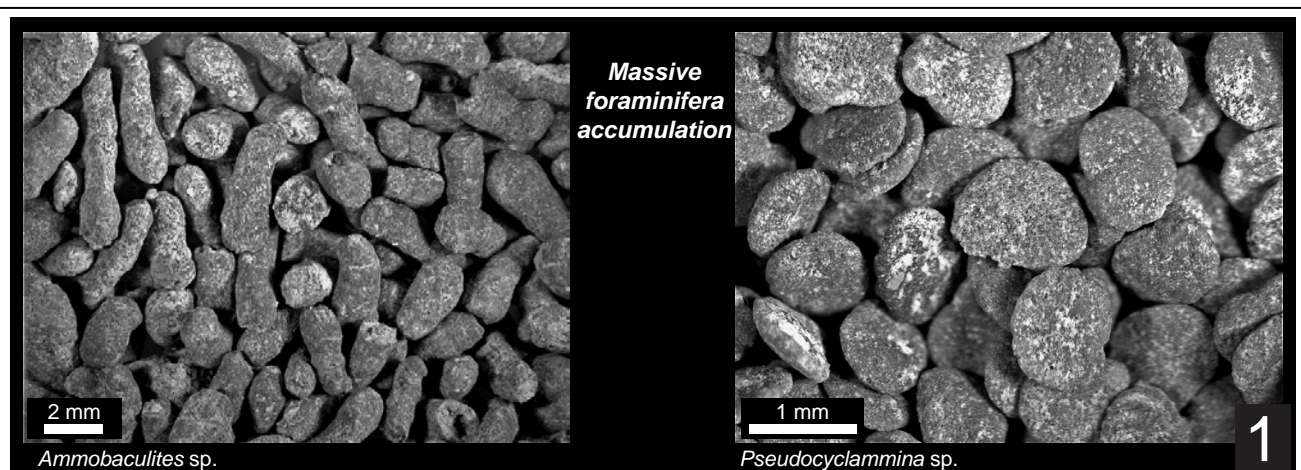
3 - Concentration composite de bivalves et gastéropodes, lagon intra-insulaire de San Pedro - carotte A5 et échantillon A5.2

### *Structures géopétales des séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse et holocènes du Belize*

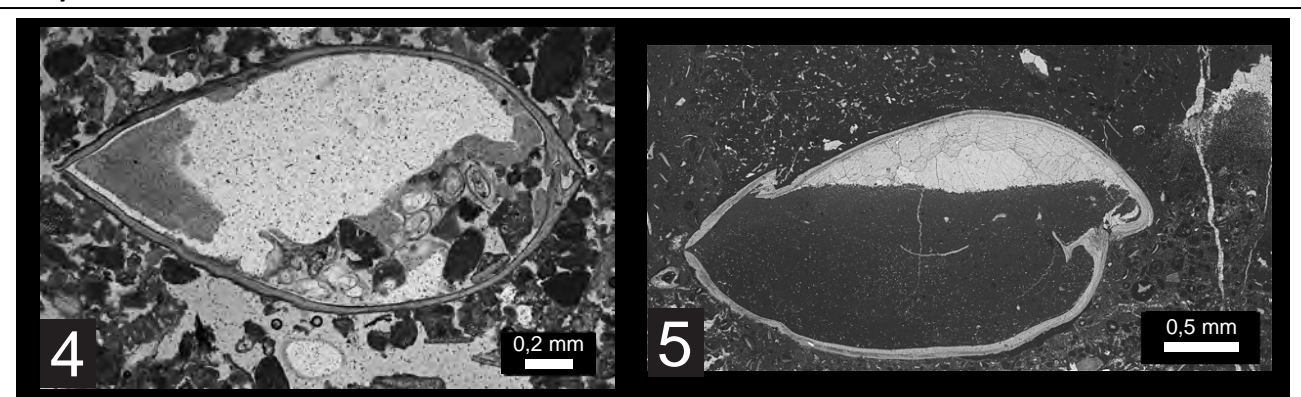
4 - Structure géopétale, estran tidal de San Pedro - échantillon A4.5

5 - Structure géopétale, lagon ouvert de Hautes-Roches - échantillon HR43

**Shell concentrations**



**Geopetal structures**



## PLANCHE 5 - DISCONTINUITÉS

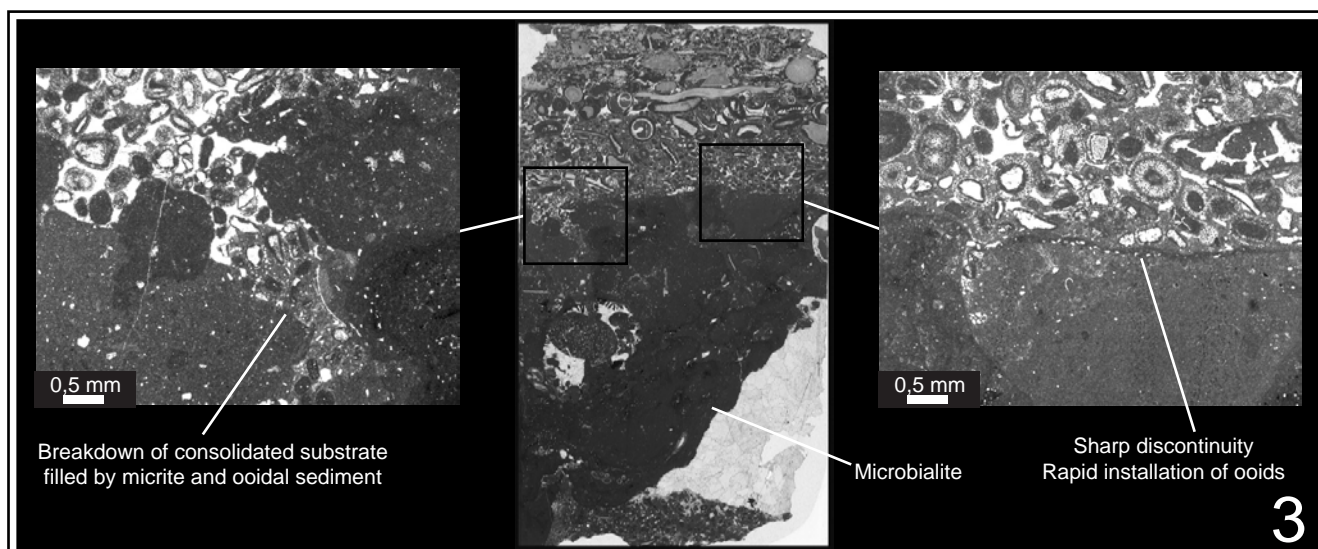
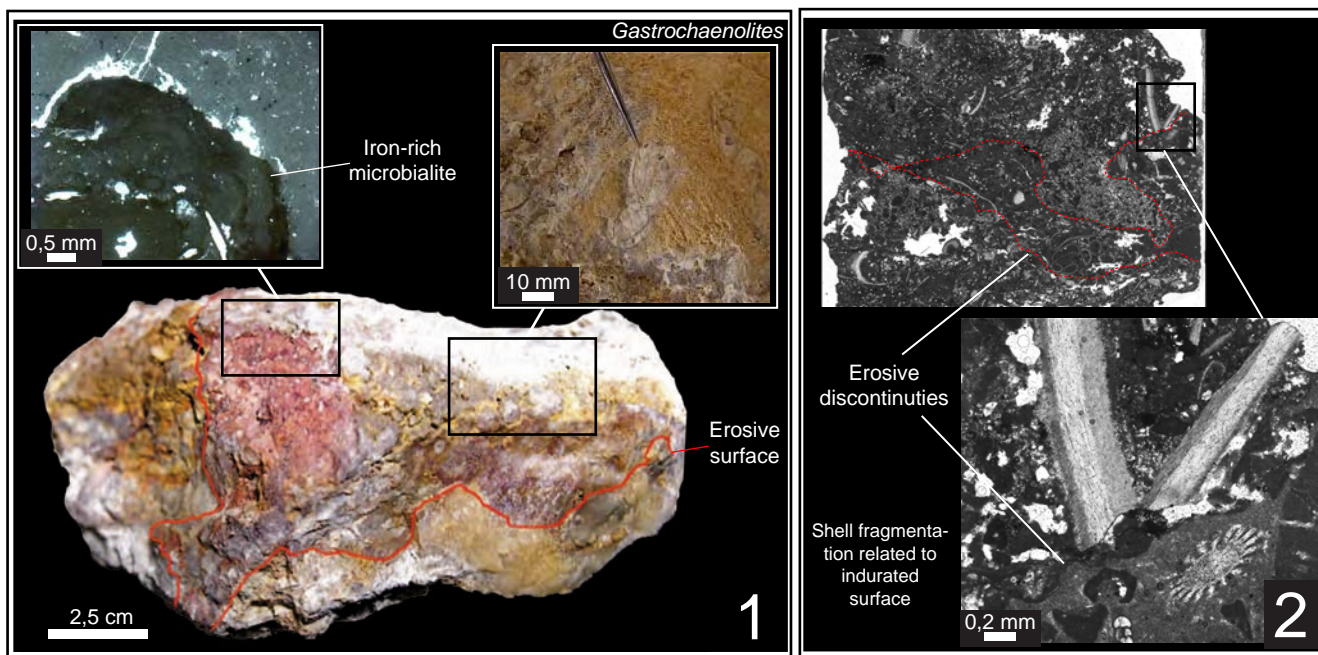
1 - Surface érosive - limite de séquence encroûtée, érodée puis remaniée en base de dépôt transgressif, section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HR46

2 - Surface érosive sur fond induré d'un dépôt de bas niveau marin - bivalve fragmenté au contact d'une surface indurée, section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HR41 (nodule)

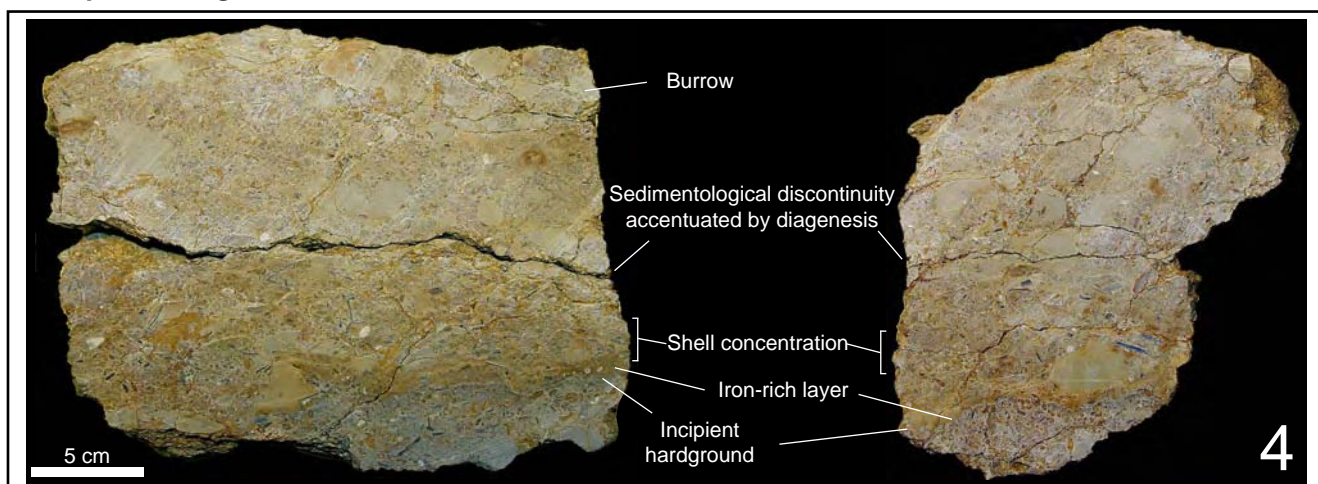
3 - Surface érosive liée à la migration rapide d'une barre oolithique, section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HR47

4 - Surface condensée (hardground) - liée à une microsparitisation et une cimentation précoce d'un fond de lagon partiellement érodée par la mise en place d'un dépôt de tempête, section de Vorbourg - Jura suisse - VO14-16

**Erosive discontinuities**



**Incipient hardground**



## PLANCHE 6 - SUBSTRAT INDURÉ + ENCROÛTEMENT BIOGÉNIQUE

1 - Surface actuelle légèrement indurée et bioturbée/perforée de la bordure du lagon intra-insulaire de Chetumal - Belize

### *Encroûtement biogénique actuel des plates-formes du Belize*

2 - Encroûtement multiple de débris corallien formé de serpules, de bryozoaires, du foraminifère *Homotrema rubrum* et d'algues corallines encroûtantes, grade taphonomique 4, lagon sous influence récifale de Ranguana Caye - échantillon P13.1

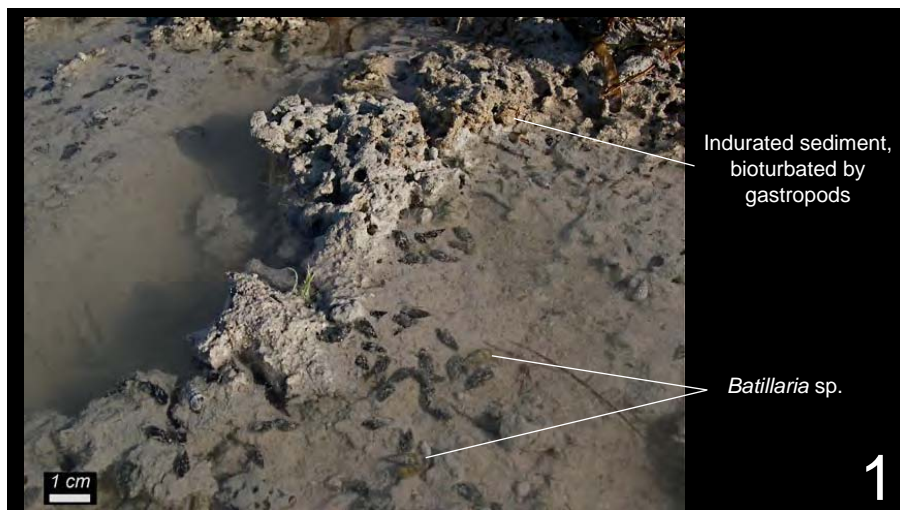
3 - Foraminifère encroûtant *Homotrema rubrum*, lagon sous influence récifale de Reef Point - échantillon A12.3

4 - Gastéropode vivant encroûté par du corail, lagon protégé au nord de Monkey River Town (au lieu de carottages P7 à P9)

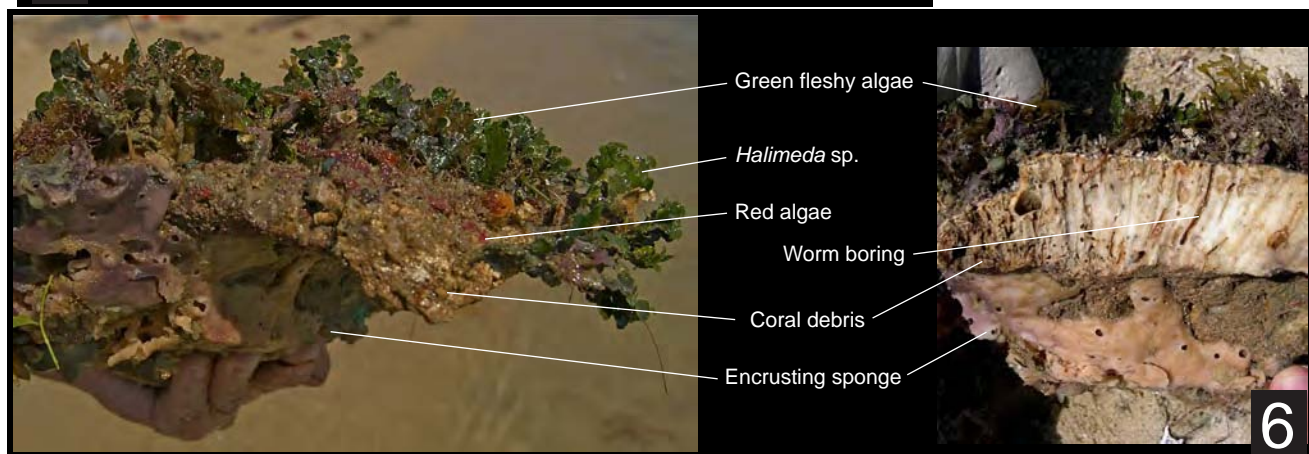
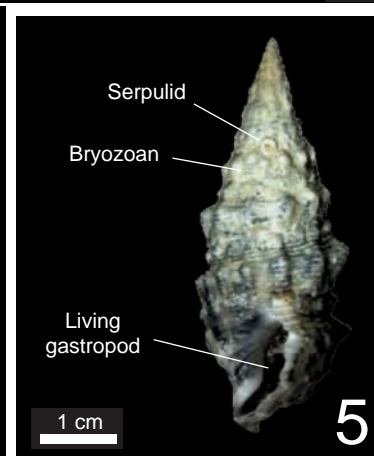
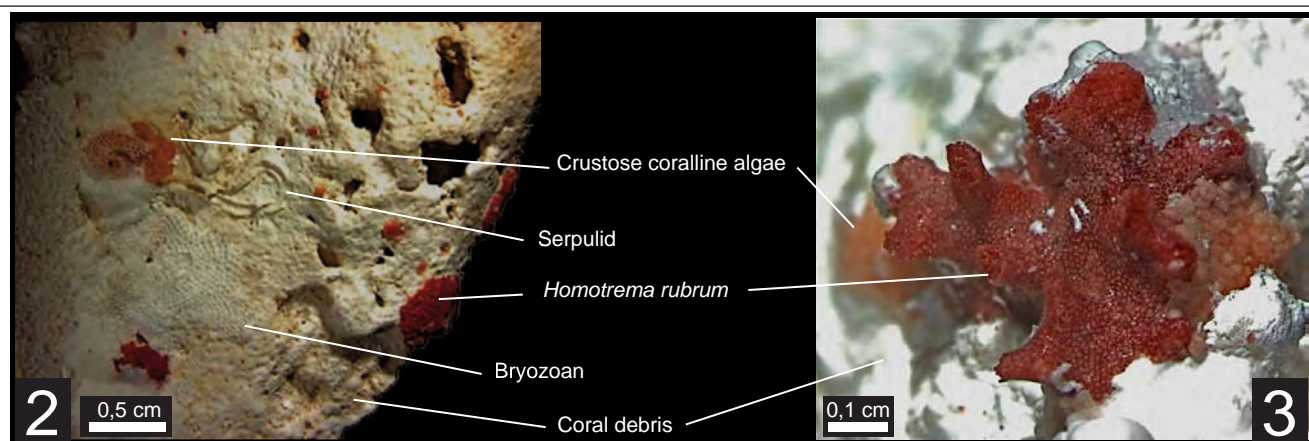
5 - Gastéropode (cérithe) vivant encroûté par des bryozoaires et des serpules, grade taphonomique 3, flèche de Placencia - échantillon P1.4

6 - Colonisation algale (rhodophycées encroûtantes puis chlorophycées calcifiantes puis non calcifiantes) sur la face supérieure d'un débris de corail et éponge encroûtante en face inférieure, grade taphonomique 4, + perforations du corail - lagon protégé de Placencia

Recent incipient hardground



Recent encrustation



## PLANCHE 7 - ENCROÛTEMENT BIOGÉNIQUE

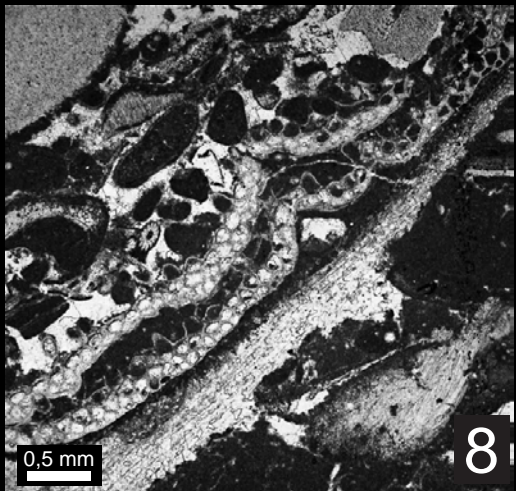
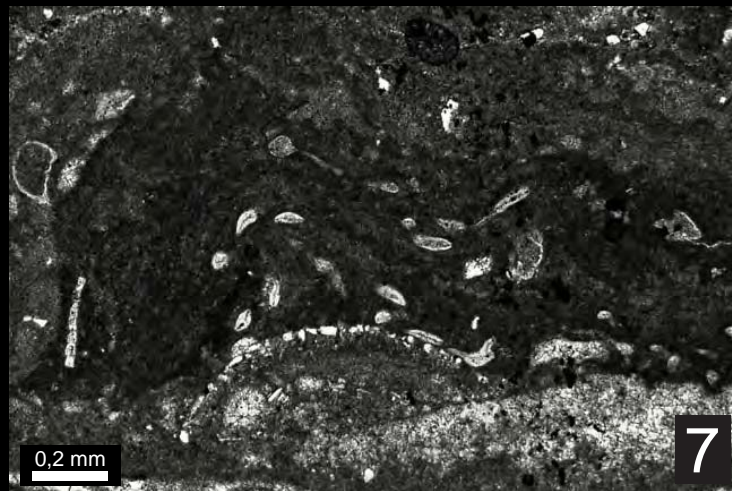
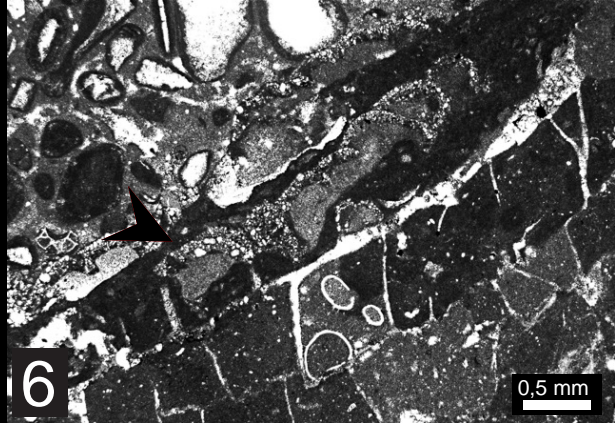
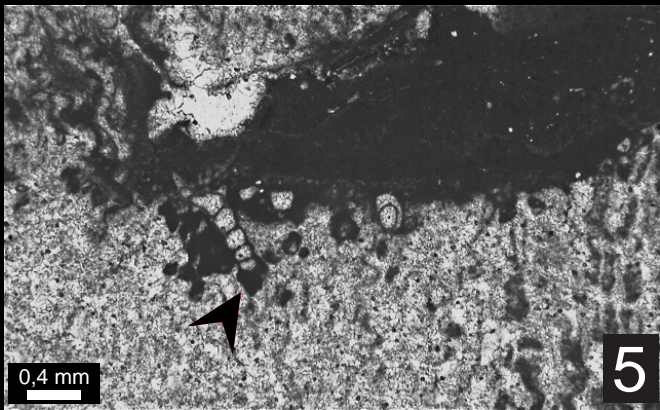
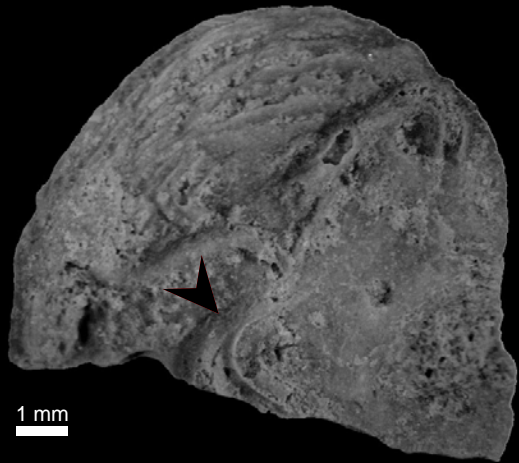
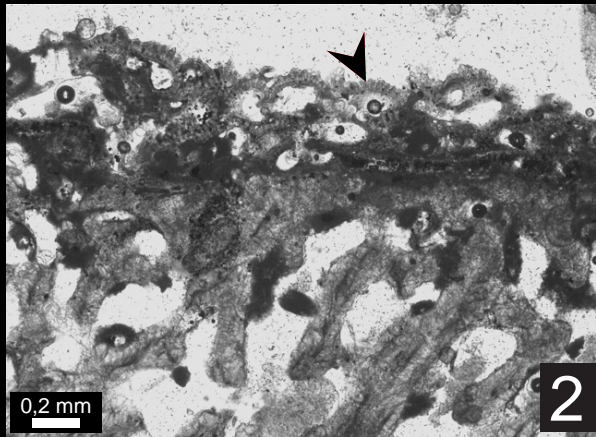
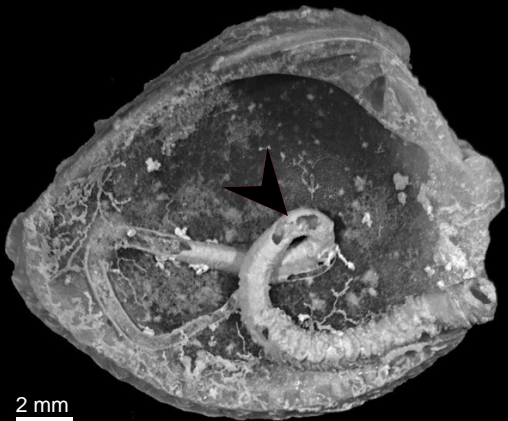
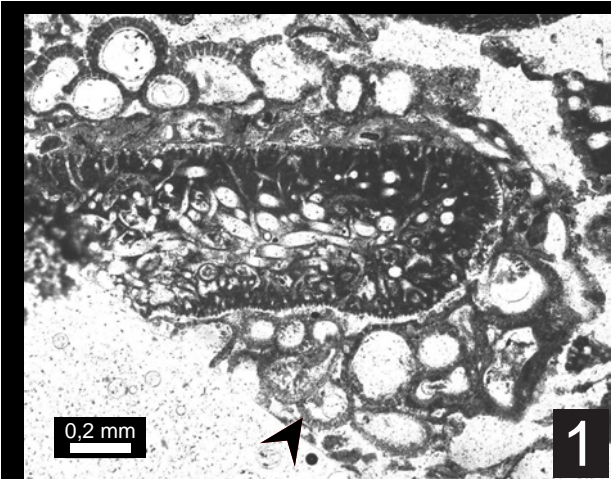
### *Encroûteurs, quelques spécimens des séries sédimentaires holocènes du Belize*

- 1 - Fragment d'*Halimeda* encroûté par *Homotrema rubrum* (flèche), grade taphonomique 2, lagon protégé de San Pedro - échantillon A2.1
- 2 - Fragment de corail microperforé, micritisé et encroûté par *Homotrema rubrum* (flèche), lagon protégé au nord de Monkey River Town - échantillon P7.1
- 3 - Face interne d'une coquille de bivalve (*Chione*) encroûtée par une serpule (flèche), grade taphonomique 2, « lagon de Chetumal » - échantillon A11.20

### *Encroûteurs, quelques spécimens des séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse*

- 4 - Fragment de bivalve encroûté par une serpule (flèche), grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Hautes-Roches - échantillon HR35
- 5 - Foraminifère *Troglotella incrustans* (flèche) inféodant un débris de corail, lagon sous influence récifale, section de Hautes-Roches - échantillon HR45
- 6 - Foraminifère *Placopsilina* (flèche) inféodant un débris de corail et associé à de la microbialite, grade taphonomique 3, lagon sous influence récifale, section de Hautes-Roches - échantillon HR43
- 7 - Foraminifère nubéculaire sur un fragment de mollusque indéterminé, grade taphonomique 3, lagon protégé sous influence tidale, section de Vorbourg - échantillon VO5
- 8 - Bryozoaire encroûtant un fragment de bivalve, grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Vorbourg - échantillon VO23





## PLANCHE 8 - ENCROÛTEMENT BIOGÉNIQUE - SERPULES + USURE

### *Serpules, types observés dans les séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse*

1 - Fragments isolés de serpules nés du démantèlement de récifs récoltés sur résidus de lavage de marnes triés, lagon protégé, section de Hautes-Roches - échantillon HR35 (résidus de lavage de marnes et lame mince associée)

2 - Serpules, associées à de la microbialite légèrement colonnaire, encroûtant la face inférieure d'un corail, lagon sous influence récifale, section de Hautes-Roches - échantillon HR47

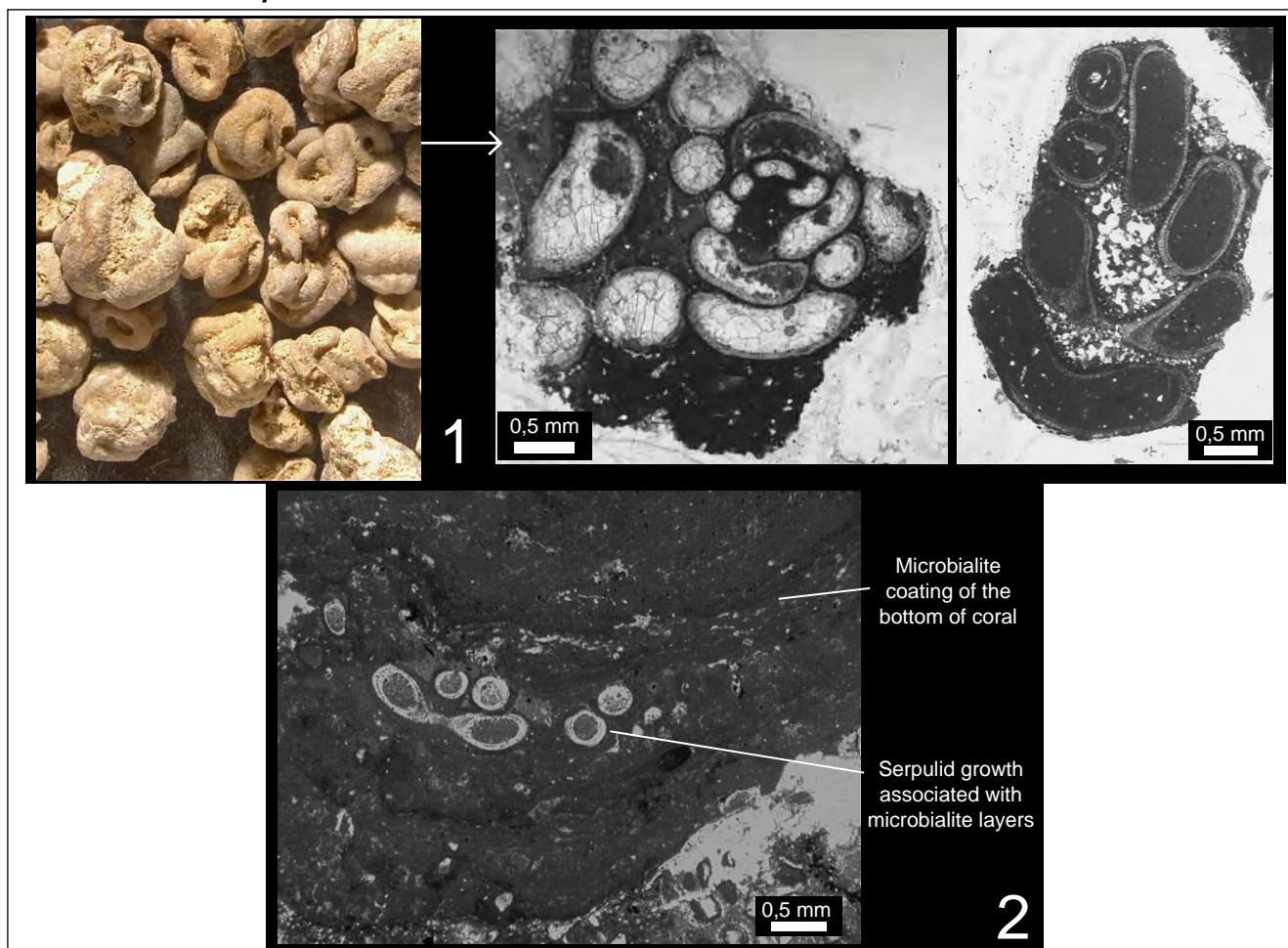
### *Usure, caractérisation dans les séries sédimentaires holocènes du Belize*

3 - Usure de gastéropodes (cérithes) caractérisée par un aspect criblé (pitting) et émoussé de la coquille - a : grade taphonomique 2, lagon intra-insulaire de San Pedro (échantillon A5.2), b : grade taphonomique 4, lagon protégé au nord de Monkey River Town (échantillon P9.5)

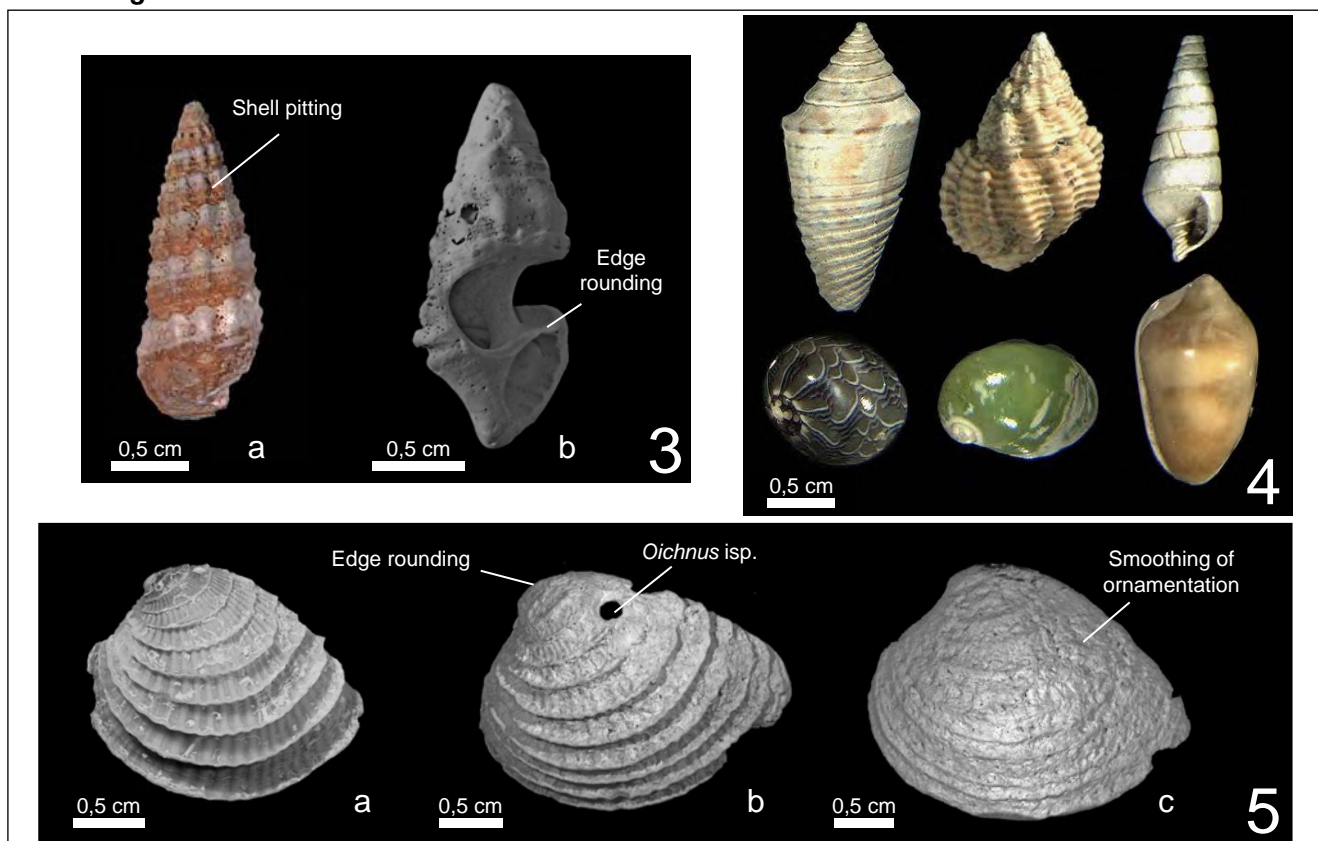
4 - Gastéropodes sans trace d'usure dont les couleurs, l'éclat, les ornemantations sont préservés, grade taphonomique 1, lagon protégé de Monkey River Town - échantillon P12.4

5 - Usure croissante affectant la face externe de coquille de *Chione* caractérisée par un lissage progressif des ornemantations - a, b et c : grades taphonomiques 1/2/4, « lagon de Chetumal » (échantillon A11.20)

**Encrustation - serpulids**



**Wearing**



## PLANCHE 9 - MICRITISATION - *HALIMEDA* & *PENEROPLIS*

### *Micritisation d'Halimeda des séries sédimentaires holocènes du Belize*

1 - Plaque d'*Halimeda* sans évidence de micritisation, grade taphonomique 1, flèche de Placencia - échantillon P1.4

2 - *Halimeda* peu fragmentée montrant une occlusion de ses structures internes, caractéristique de la micritisation, lagon sous influence récifale de Ranguana Caye - échantillon P13.2

3, 4, 5 - Débris d'*Halimeda* montrant une micritisation modérée à forte, grades taphonomiques 3/4 - une occlusion progressive des structures internes s'observe, offrant un aspect floconneux (flèche) jusqu'à aboutir à la formation de péloïdes nés du démantèlement des squelettes, lagon protégé de San Pedro - échantillon A2.5

6, 7 - Sables à *Halimeda* et débris coralliens provenant respectivement du lagon protégé au nord de la Monkey River (échantillon P8.1, riche en quartz) et du lagon de la face au vent de Blackadore Caye (échantillon P13.2) - Noter la micritisation dominant dans les assemblages issus de domaine sédimentaire carbonaté (photo 7)

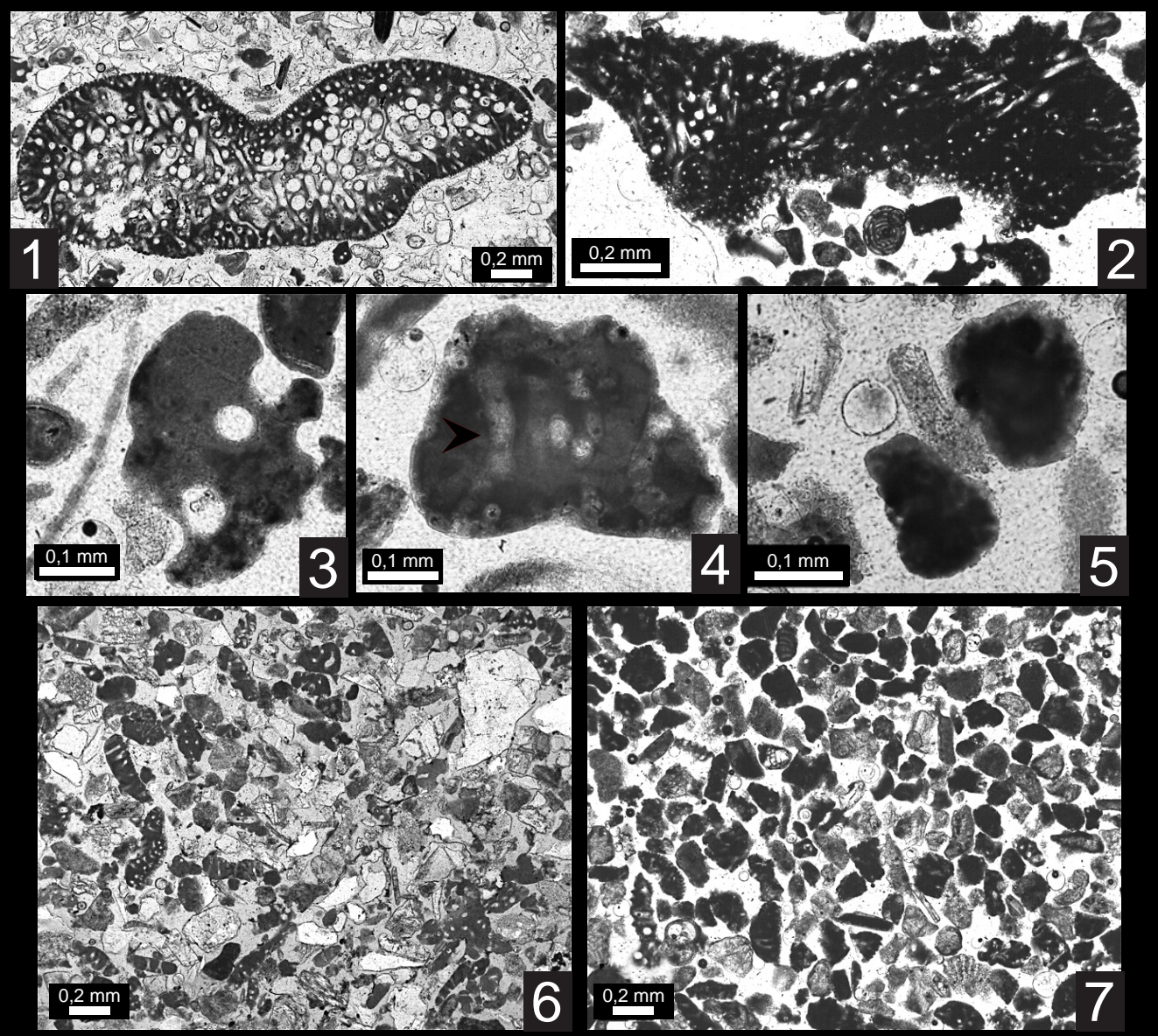
### *Micritisation de Peneroplis des séries sédimentaires holocènes du Belize*

8 - Sable à *Peneroplis* de la barre sableuse migrant au sud de Blackadore Caye - échantillon A11.13

9 - Compilation de *Peneroplis* de degrés croissants de micritisation depuis un grade taphonomique « non micritisé » à un grade taphonomique « fortement micritisé » (grades taphonomiques 1 à 4), « lagon de Chetumal » - échantillon A11.19

10 - Test de *Peneroplis* fortement micritisé, grade taphonomique 4 - Noter les piliers centraux non micritisés (flèches), « lagon de Chetumal » - échantillon A11.3

*Micritization on Halimeda sp.*



*Micritization on Peneroplis sp.*



## PLANCHE 10 - MICRITISATION - DIVERS

### *Micritisation de mollusques des séries sédimentaires holocènes du Belize et de l'Oxfordien du Jura suisse*

1 - Premier stade de micritisation affectant les ornements de la coquille d'un gastéropode (flèche), grade taphonomique 2, barre sableuse au sud de Blackadore Caye - Belize - échantillon A11.13

2 - Coquille de gastéropode fortement microperforée et micritisée (grade taphonomique 4), barre sableuse au sud de Blackadore Caye - Belize - échantillon A11.13

3 - Coquille de gastéropode légèrement micritisée, encroûtée par de la microbialite puis dissoute et recristallisée en calcite, lagon sous influence récifale, section de Hautes-Roches - Jura suisse - échantillon HR43

4, 5, 6 - Degrés croissants de micritisation par microperforation de fragments coquilliers de mollusques, grades taphonomiques 2 à 4, « lagon de Chetumal » - Belize - échantillon A11.19

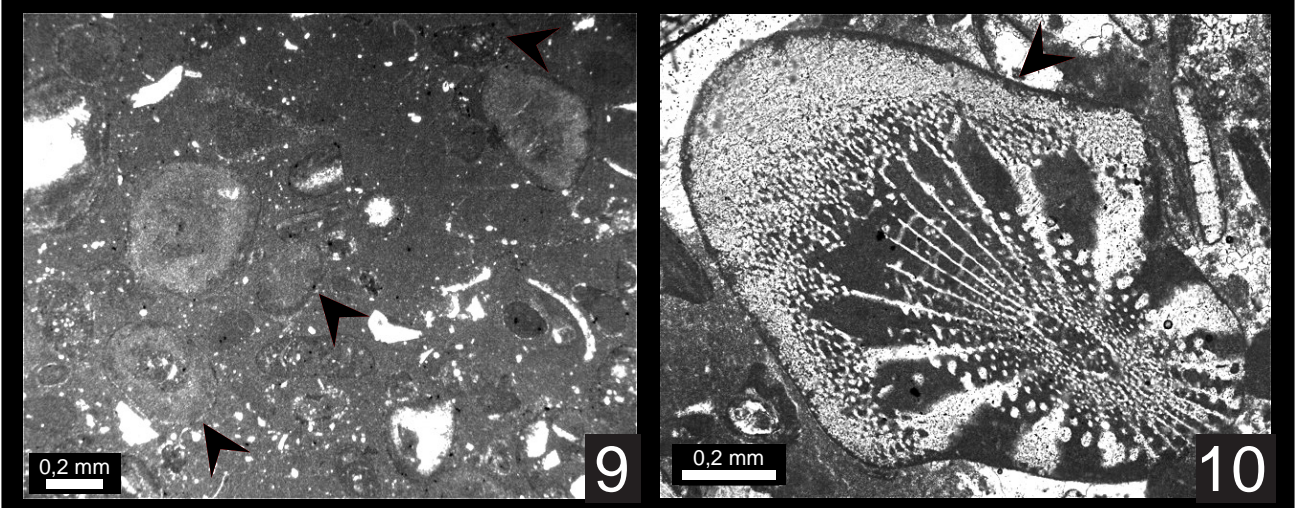
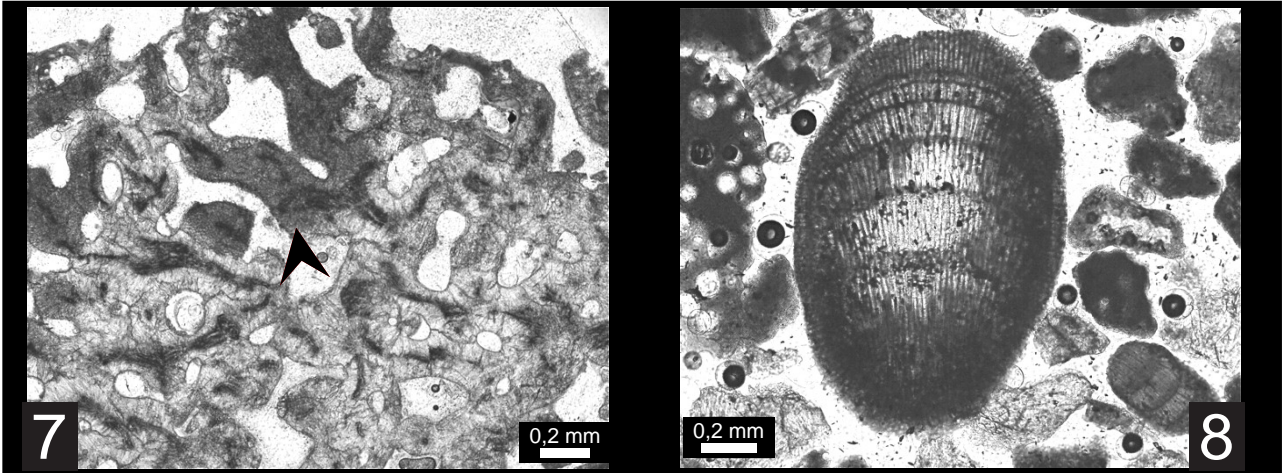
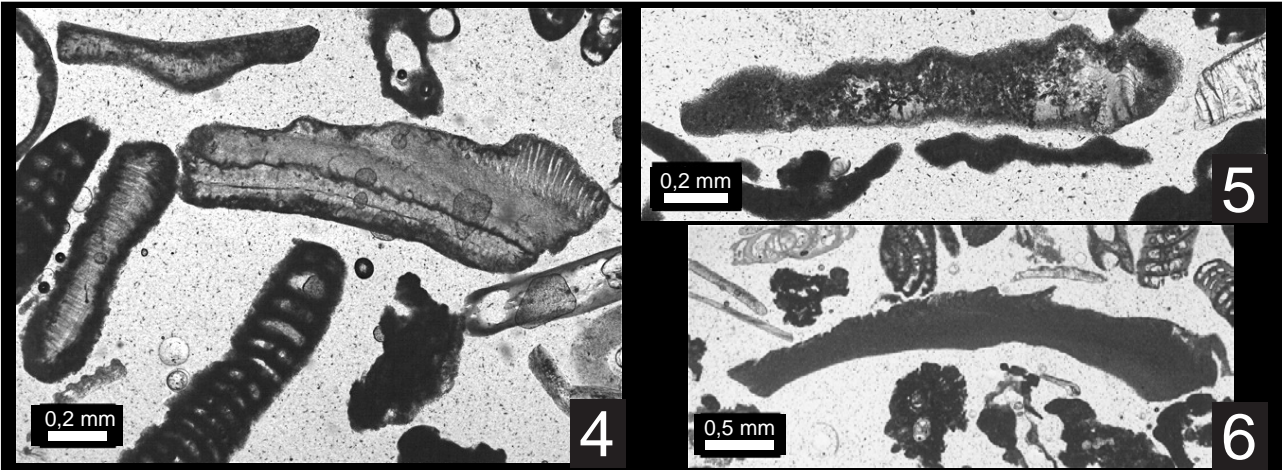
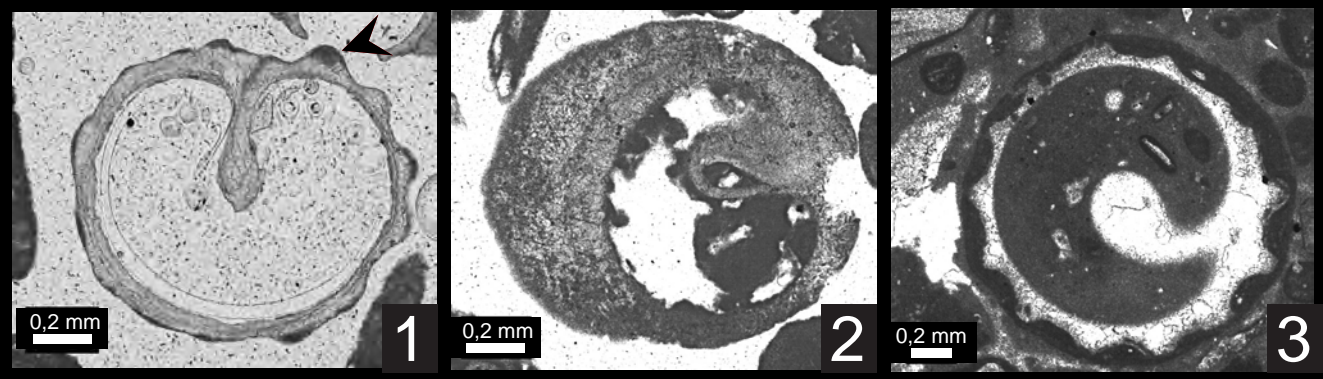
### *Divers cas de micritisation des séries sédimentaires holocènes du Belize et de l'Oxfordien du Jura suisse*

7 - Micritisation localisée d'un débris de corail (flèche), lagon protégé au nord de Monkey River Town - Belize - échantillon P7.2

8 - Micritisation avancée d'un débris de *Corallina*, lagon sous influence récifale de Ranguana Caye - Belize - échantillon P13.2

9 - Fantômes bioclastiques ou péloïdes (flèches) nés de la forte micritisation de bioclastes (e.g., foraminifères), grade taphonomique 4, lagon protégé, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO21B

10 - Légère micritisation d'un fragment d'échinoderme (flèche), grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO22



## PLANCHE 11 - PERFORATION - MICROPERFORATION

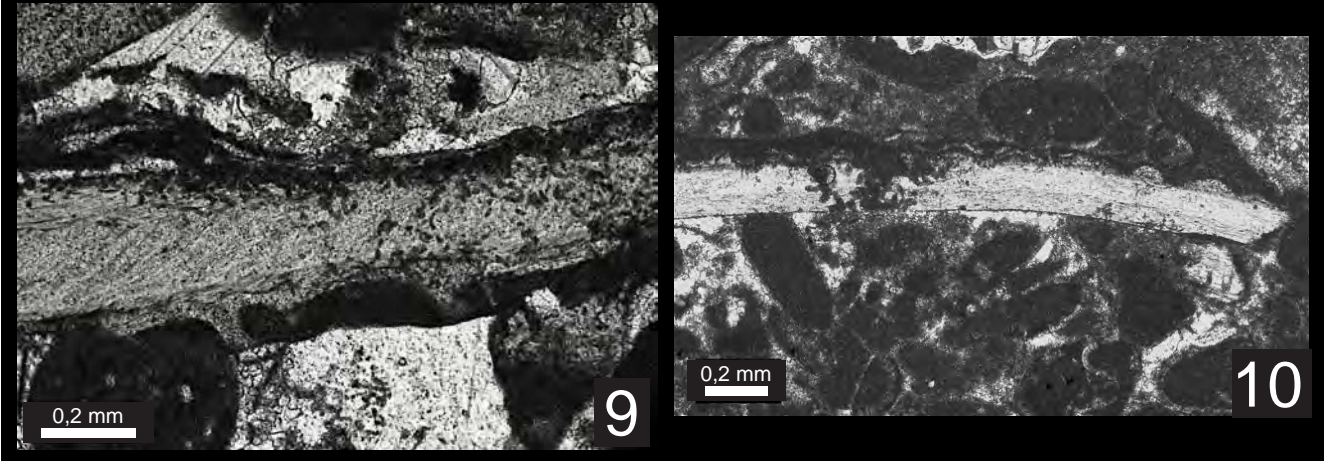
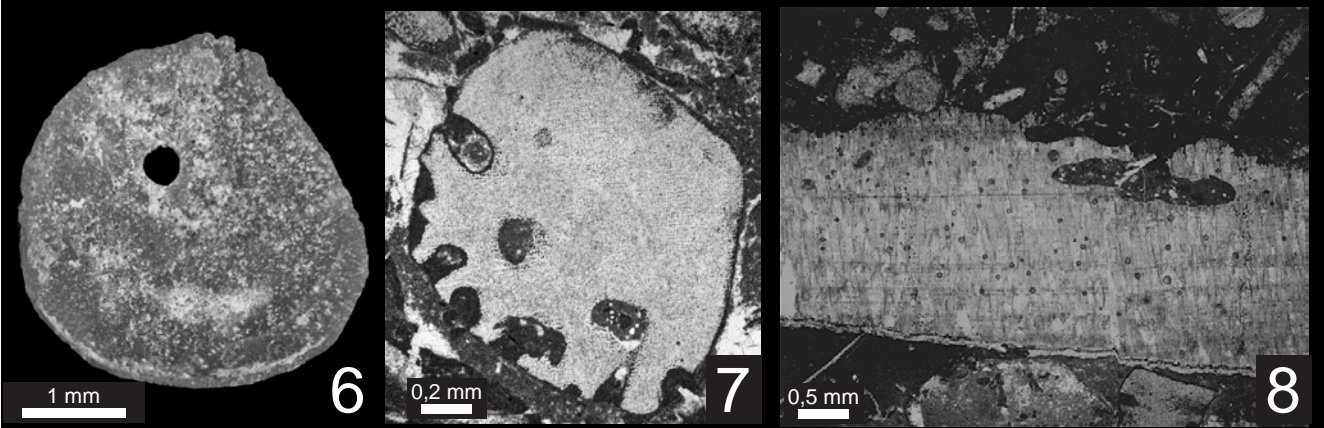
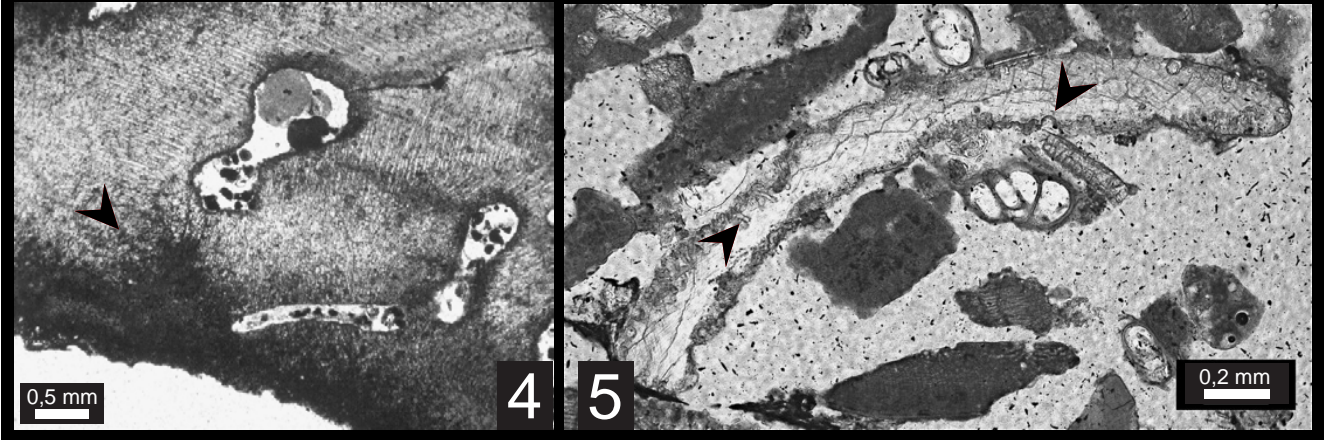
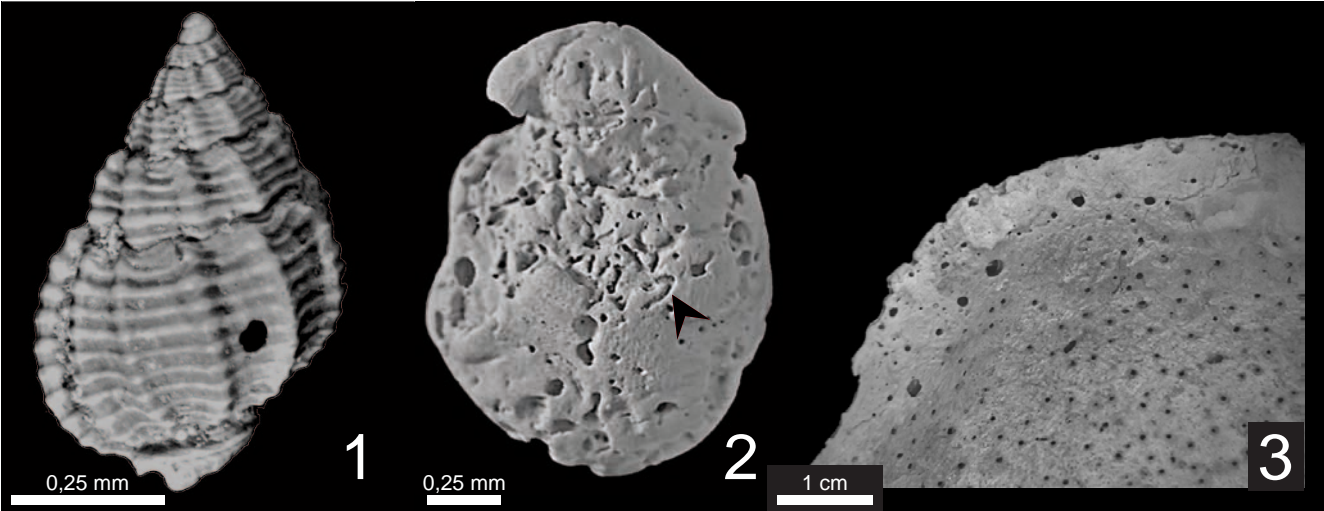
### *Perforation et microperforation des séries sédimentaires holocènes du Belize*

- 1 - *Oichnus simplex* sur coquille de gastéropode, grade taphonomique 2, lagon protégé de Monkey River Town - échantillon P12.4
- 2 - *Caulostrepsis* (flèche) sur coquille de bivalve, grade taphonomique 3, lagon protégé au nord de Monkey River Town - échantillon P9.5
- 3 - *Entobia* sur fragment de coquille de bivalve, flèche de Placencia - échantillon de surface P1.5
- 4 - Macroperforations et microperforations (flèche) sur coquille de gastéropode, grade taphonomique 3, face sous le vent de Blackadore Caye - échantillon A11.1
- 5 - Microperforations (flèches) sur fragment de mollusque, grade taphonomique 3, estran tidal de San Pedro - échantillon A4.5

### *Perforation et microperforation des séries sédimentaires oxfordiennes du Jura suisse*

- 6 - Perforation de type *Oichnus* sur coquille de bivalve, grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Hautes-Roches - échantillon HR24
- 7 - Perforations sur fragment d'échinoderme, grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Vorbourg - échantillon VO17
- 8 - Perforation bifurquée sur fragment d'inocérame, grade taphonomique 2, lagon protégé, section de Vorbourg - échantillon VO21B
- 9, 10 - Microperforations sur fragment de coquilles de bivalves, grades taphonomique 3, lagon protégé, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillons VO23 et VO21Ca





## PLANCHE 12 - FRAGMENTATION + PYRITISATION

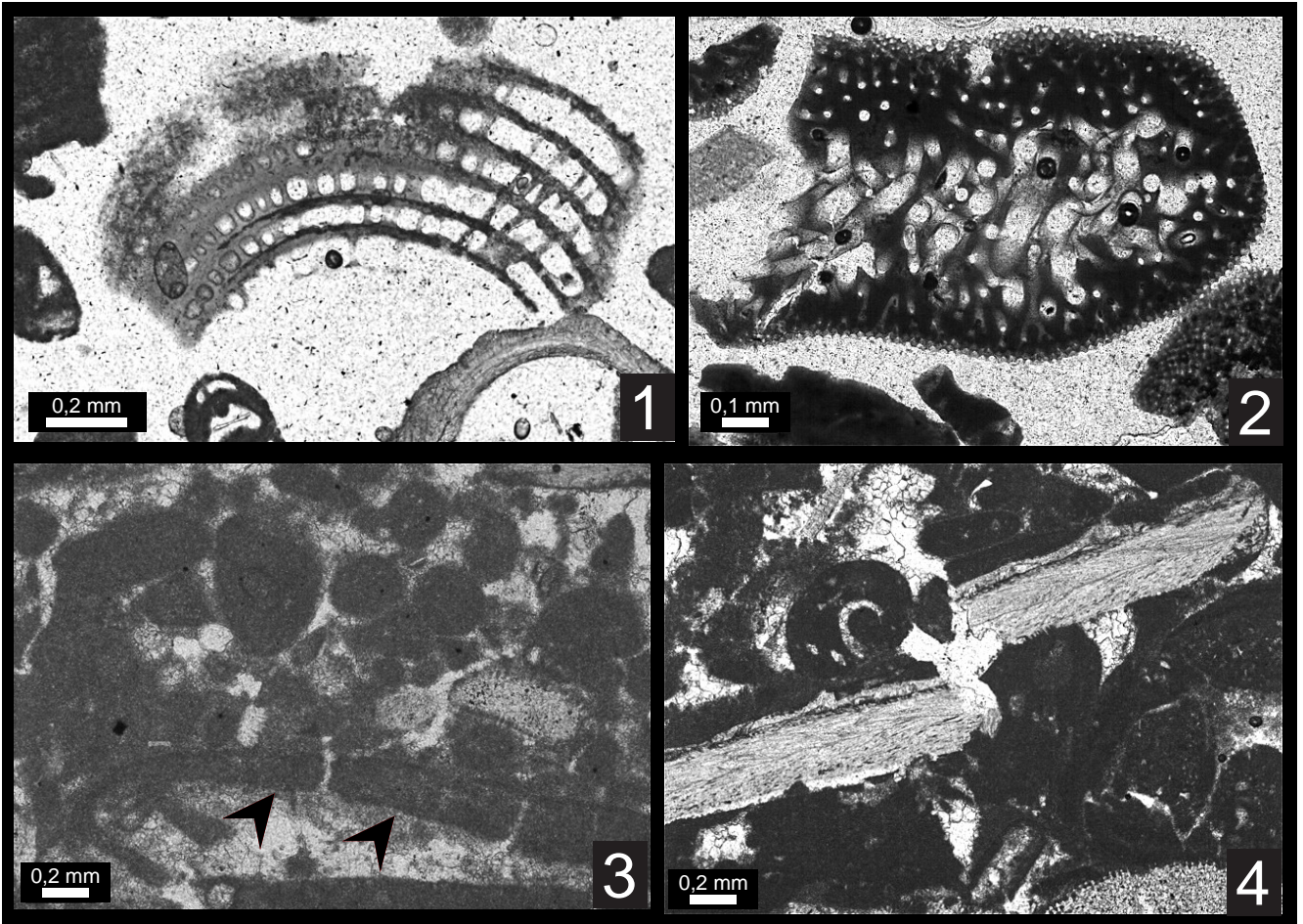
### *Fragmentation des séries sédimentaires holocènes du Belize et oxfordiennes du Jura suisse*

- 1 - Fragmentation de test de foraminifère *Peneroplis*, débute en périphérie de test et se propage vers les piliers centraux, grade taphonomique 3, barre sableuse migrant au sud de Blackadore Caye - Belize - échantillon A11.13
- 2 - Fragmentation légère de plaque d'*Halimeda*, grade taphonomique 2, lagon protégé au nord de Monkey River Town - Belize - échantillon P10.2
- 3 - Fragmentation de coquille de mollusque fortement micritisée (flèches) - ce processus participe à la formation de péloïdes issus du démantèlement de bioclastes, lagon protégé, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO23
- 4 - Fragmentation de coquille de mollusque par compaction sédimentaire, lagon protégé, section de Vorbourg - Jura suisse - échantillon VO23

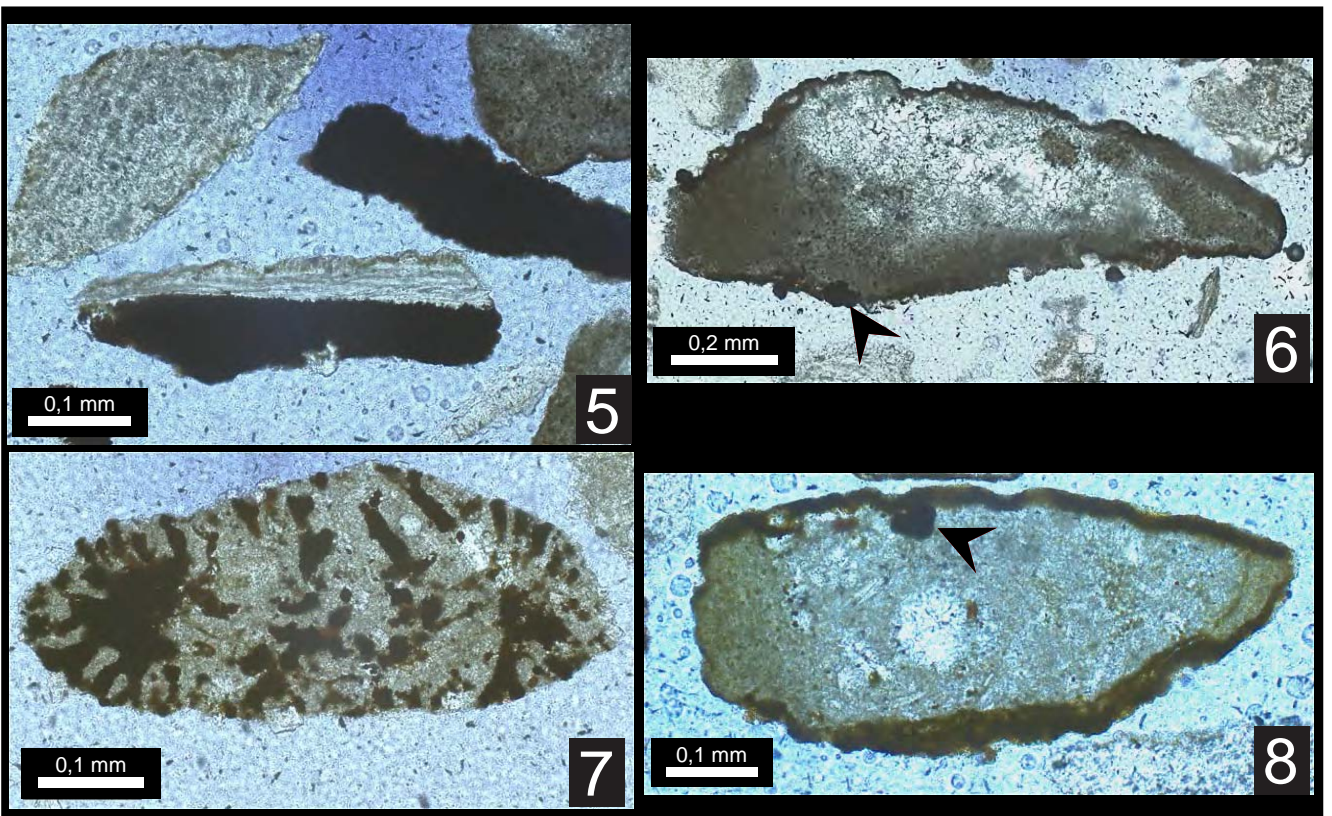
### *Pyritisation dans les séries oxfordiennes du Jura suisse*

- 5 - Répartition variable de la pyritisation soit sur l'intégralité, soit sur une couche cristalline d'une coquille de mollusques, lagon semi-restreint, section de Hautes-Roches - échantillon HR14
- 6 - Squelette aragonitique préservé grâce à une micritisation précoce en périphérie, puis au centre, de la coquille, accompagnée d'une croissance de pyrite (flèche), section de Hautes-Roches - échantillon HR14
- 7 - Comblement de porosités intrasquelettiques de foraminifère agglutiné (*Pseudocyclamina*) par de la pyrite, lagon semi-restreint, section de Hautes-Roches - échantillon HR17
- 8 - Formation d'une ceinture micritique, associée à des plages de croissance de pyrite (flèche) et favorisant la préservation de foraminifère (*Pseudocyclamina*); lagon semi-restreint, section de Hautes-Roches - échantillon HR14

**Fragmentation**



**Pyritization**





## ANNEXES

### Détermination des âges par la méthode $^{14}\text{C}$

Les échantillons de bois, charbon, tourbe, feuilles, carbonates sont prétraités pour extraire toutes les contaminations possibles. Les échantillons sont ensuite placés dans un four hermétique sous un courant continu de  $\text{O}_2$  et incinérés en produisant du  $\text{CO}_2$ . 15 cm<sup>3</sup> STP de  $\text{CO}_2$  sont extraits et analysés pour leur taux de  $^{13}\text{C}$  dans un spectromètre de masse. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  mesurées enregistrent un décalage potentiel de la composition isotopique du carbone ayant lieu naturellement et/ou dans le labo, *i.e.* le fractionnement.

Cette  $^{13}\text{C}$ -valeur est représentative pour le compteur à gaz et ne doit pas nécessairement correspondre à la composition de l'échantillon originel. La plupart du  $\text{CO}_2$  issu de l'échantillon est, avec l'addition de  $\text{H}_2$ , transformé par une réduction catalytique en  $\text{CH}_4$ , qui est le gaz de remplissage du compteur proportionnel pour la détermination de l'activité  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon. L'activité  $^{14}\text{C}$  du gaz mesuré est comparée avec l'activité d'un gaz de calibration. L'appauvrissement en  $^{14}\text{C}$  dans l'échantillon vis-à-vis du standard est exprimé en pour mille et dénommé  $\text{D}^{14}\text{C}$ . Les fractionnements potentiels lors du calcul du  $\text{D}^{14}\text{C}$  sont considérés d'après la standardisation de  $\delta^{13}\text{C}=25\%$ . Sous certaines conditions (par exemple la constante teneur en  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère), décrites par Stuiver and Polach (1977), l'âge radiocarbone conventionnel ou l'âge  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon peut être calculé à partir de ses teneurs en  $^{14}\text{C}$ . L'âge radiocarbone conventionnel est calculé en utilisant le Libby-demi-vie (5568 années) et exprimé en années avant 1950 (années BP (avant présent)). Étant donné que les suppositions susmentionnées ne sont valables que sous certaines conditions, l'âge radiocarbone n'est pas nécessairement équivalent à l'âge véritable («calendrier») de l'échantillon. Cependant, l'âge radiocarbone peut être converti en âge véritable par utilisation des courbes de calibration, elles-mêmes générées par des mesures de hautes précisions d'âges absolus d'anneaux de croissance d'arbres ou d'autres matériaux échantillonnés. Toutefois, des résultats équivoques d'après la conversion doivent être envisagés. Les courbes de calibration sont décrites dans Radiocarbon, Vol. 35, No.1, 1993, S.215-230 et dans Radiocarbon, Vol. 46, No.3, 2004, S.1029-1058 (INTCAL04 radiocarbon age calibration, 26,000-0 cal BP). Le logiciel de calibration peut être téléchargé sous [www.calib.org](http://www.calib.org).

**Annexe 1** - Méthode de datation d'échantillon des sédiments holocènes du Belize par emploi de la méthode  $^{14}\text{C}$  (d'après le protocole de l'Institut de Physique de l'Université de Bern)

Les formulations établies sous « R » sont précédées d'un « > »

**1) Lecture de la table de données complète employée :**

Nom du fichier employé : « RBZ.txt »

> B=read.table("RBZ.txt", header=TRUE)

« header = TRUE » signifie que les en-têtes définis sont utilisés lors du traitement des données, avec pour correspondances :

Colonne 1 : Echantillon = « Sample » ; avec l'indication du numéro de l'échantillon

Colonne 2 : Environnement sédimentaire = « Setting » ; avec

1 = carbonaté ; 2 = Mixte carbonaté-siliciclastique

Colonne 3 : Environnement de dépôt = « DepEnv » avec :

1 = Estran tidal ; 2 = Lagon restreint ; 3 = Lagon semi-restreint ;

4 = Lagon protégé ; 5 = Lagon sous influence récifale ; 6 = Environnements intermédiaires

Colonne 4 : espèce considérée = « Species » avec :

1 = Bivalves ; 2 = Gastéropodes ; 3 = Foraminifères ;

4 = Echinodermes ; 5 = Coraux ; 6 = *Halimeda*

Colonne 5 : trait taphonomique considéré = « Tfeat » avec :

1 = Fragmentation ; 2 = Micritisation ; 3 = Perforation

4 = Encroûtement ; 5 = Usure

Colonnes 6 à 9 : quantification relative des grades taphonomique 1, 2, 3, 4

Valeurs comprises entre 0 et 1

**2) Pour exemple, lecture des lignes de 1 à 7 :**

> B[1:7,]

	Sample	Setting	DepEnv	Species	Tfeat	TG1	TG2	TG3	TG4
1	81	1	4	1	1	0.25	0.25	0.25	0.25
2	81	1	4	1	2	0.16	0.33	0.33	0.16
3	81	1	4	1	3	0.60	0.40	0.00	0.00
4	81	1	4	1	5	0.14	0.28	0.28	0.28
5	81	1	4	2	1	0.25	0.25	0.25	0.25
6	81	1	4	2	2	0.16	0.33	0.33	0.16
7	81	1	4	2	3	0.75	0.25	0.00	0.00

**3) Définition des formules d'acquisition des données par trait taphonomique (1) puis par organisme (2). Formules de réalisation des taphogrammes (3) :**

Les symboles représentant les environnements sédimentaires sont :

– Carré plein (pch22) = système sédimentaire à dominante carbonaté

– Triangle plein (pch24) = système sédimentaire mixte carbonaté-siliciclastique

Les couleurs définies pour les environnements de dépôt sont :

– Rouge = estrans tidaux ; vert = lagons restreints, bleu = lagons semi-restreints ; jaune = lagons protégés ; noir = lagons sous influence récifale ; violet = divers (non figuré dans ce travail)

*Pour la fragmentation :*

1) Définition de la table de données :

> BF=B[B\$Tfeat==1,]

2) Définition par espèce :

> BFB=BF[BF\$Species==1,]

> BFG=BF[BF\$Species==2,]

```

> BFF=BF[BF$Species==3,]
> BFE=BF[BF$Species==4,]
> BFC=BF[BF$Species==5,]
> BFH=BF[BF$Species==6,]
3) Formules d'obtention de diagramme quaternaire par organisme :
> plot(BFB[,6:9], pch=c(22,24)[BFB[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFB[,3]],
main = "Bivalves/Fragmentation")
> plot(BFG[,6:9], pch=c(22,24)[BFG[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFG[,3]],
main = "Gastropods/Fragmentation")
> plot(BFF[,6:9], pch=c(22,24)[BFF[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFF[,3]],
main = "Foram/Fragmentation")
> plot(BFE[,6:9], pch=c(22,24)[BFE[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFE[,3]],
main = "Echino/Fragmentation")
> plot(BFC[,6:9], pch=c(22,24)[BFC[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFC[,3]],
main = "Coral/Fragmentation")
> plot(BFH[,6:9], pch=c(22,24)[BFH[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BFH[,3]],
main = "Halimeda/Fragmentation")

```

*Pour la micritisation :*

1) Définition de la table de données :

```
> BM=B[B$Tfeat==2,]
```

2) Définition par espèce :

```
> BMB=BM[BM$Species==1,]
```

```
> BMG=BM[BM$Species==2,]
```

```
> BMF=BM[BM$Species==3,]
```

```
> BME=BM[BM$Species==4,]
```

```
> BMC=BM[BM$Species==5,]
```

```
> BMH=BM[BM$Species==6,]
```

3) Formules d'obtention de diagramme quaternaire par organisme :

```
> plot(BMB[,6:9], pch=c(22,24)[BMB[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BMB[,3]],
main = "Bivalves/Micritization")
```

```
> plot(BMG[,6:9], pch=c(22,24)[BMG[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BMG[,3]],
main = "Gastropods/Micritization")
```

```
> plot(BMF[,6:9], pch=c(22,24)[BMF[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BMF[,3]],
main = "Foram/Micritization")
```

```
> plot(BME[,6:9], pch=c(22,24)[BME[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BME[,3]],
main = "Echino/Micritization")
```

```
> plot(BMC[,6:9], pch=c(22,24)[BMC[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BMC[,3]],
main = "Coral/Micritization")
```

```
> plot(BMH[,6:9], pch=c(22,24)[BMH[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BMH[,3]],
main = "Halimeda/Micritization")
```

*Pour la perforation :*

1) Définition de la table de données :

```
> BP=B[B$Tfeat==3,]
```

2) Définition par espèce :

```
> BPB=BP[BP$Species==1,]
```

```
> BPG=BP[BP$Species==2,]
```

```
> BPF=BP[BP$Species==3,]
```

```
> BPE=BP[BP$Species==4,]
```

```
> BPC=BP[BP$Species==5,]
```

```

> BPH=BP[BP$Species==6,]
3) Formules d'obtention de diagramme quaternaire par organisme :
> plot(BPB[,6:9], pch=c(22,24)[BPB[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPB[,3]],
main = "Bivalves/Perforation")
> plot(BPG[,6:9], pch=c(22,24)[BPG[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPG[,3]],
main = "Gastropods/Perforation")
> plot(BPF[,6:9], pch=c(22,24)[BPF[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPF[,3]],
main = "Foram/Perforation")
> plot(BPE[,6:9], pch=c(22,24)[BPE[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPE[,3]],
main = "Echino/Perforation")
> plot(BPC[,6:9], pch=c(22,24)[BPC[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPC[,3]],
main = "Coral/Perforation")
> plot(BPH[,6:9], pch=c(22,24)[BPH[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BPH[,3]],
main = "Halimeda/Perforation")

```

*Pour l'encroûtement :*

1) Définition de la table de données :

```
> BE=B[B$Tfeat==4,]
```

2) Définition par espèce :

```
> BEB=BE[BE$Species==1,]
```

```
> BEG=BE[BE$Species==2,]
```

```
> BEF=BE[BE$Species==3,]
```

```
> BEE=BE[BE$Species==4,]
```

```
> BEC=BE[BE$Species==5,]
```

```
> BEH=BE[BE$Species==6,]
```

3) Formules d'obtention de diagramme quaternaire par organisme :

```
> plot(BEB[,6:9], pch=c(22,24)[BEB[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEB[,3]],
main = "Bivalves/Encrustation")
```

```
> plot(BEG[,6:9], pch=c(22,24)[BEG[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEG[,3]],
main = "Gastropods/Encrustation")
```

```
> plot(BEF[,6:9], pch=c(22,24)[BEF[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEF[,3]],
main = "Foram/Encrustation")
```

```
> plot(BEE[,6:9], pch=c(22,24)[BEE[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEE[,3]],
main = "Echino/Encrustation")
```

```
> plot(BEC[,6:9], pch=c(22,24)[BEC[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEC[,3]],
main = "Coral/Encrustation")
```

```
> plot(BEH[,6:9], pch=c(22,24)[BEH[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BEH[,3]],
main = "Halimeda/Encrustation")
```

*Pour l'usure :*

1) Définition de la table de données :

```
> BW=B[B$Tfeat==5,]
```

2) Définition par espèce :

```
> BWB=BW[BW$Species==1,]
```

```
> BWG=BW[BW$Species==2,]
```

```
> BWF=BW[BW$Species==3,]
```

```
> BWE=BW[BW$Species==4,]
```

```
> BWC=BW[BW$Species==5,]
```

```
> BWH=BW[BW$Species==6,]
```

3) Formules d'obtention de diagramme quaternaire par organisme :

```
> plot(BWB[,6:9], pch=c(22,24)[BWB[,2]], bg=c("red", "green", "blue", "yellow", "black", "purple")[BWB[,3]],
```



```
main = "Bivalves/Wearing")
  >plot(BWG[,6:9],pch=c(22,24)[BWG[,2]],bg=c("red","green","blue","yellow","black","purple")[BWG[,3]],
main = "Gastropods/Wearing")
  >plot(BWF[,6:9],pch=c(22,24)[BWF[,2]],bg=c("red","green","blue","yellow","black","purple")[BWF[,3]],
main = "Foram/Wearing")
  >plot(BWE[,6:9],pch=c(22,24)[BWE[,2]],bg=c("red","green","blue","yellow","black","purple")[BWE[,3]],
main = "Echino/Wearing")
  >plot(BWC[,6:9],pch=c(22,24)[BWC[,2]],bg=c("red","green","blue","yellow","black","purple")[BWC[,3]],
main = "Coral/Wearing")
  >plot(BWH[,6:9],pch=c(22,24)[BWH[,2]],bg=c("red","green","blue","yellow","black","purple")[BWH[,3]],
main = "Halimeda/Wearing")
```

**Annexe 2 (suite)** - Exemple de formules employées pour le traitement statistique des données taphonomiques acquises au Belize et dans le Jura suisse. L'exemple concerne le Belize mais s'applique de façon similaire au Jura suisse



# CURRICULUM VITAE

---

## Noémie STIENNE

*Née le 26/09/1979*

*À Paris (XI<sup>e</sup>)*

*France*

### *Formation scolaire - universitaire*

Novembre 2005 - présent	Thèse de doctorat en sédimentologie carbonatée Département de Géosciences, Université de Fribourg, Suisse
2004 - 2005	Master Recherche en Sciences de la Terre, option Paléontologie, Sédimentologie, Paléoenvironnement Université de Lyon, France
2003 - 2004	Maîtrise en Sciences de la Terre Université de Rennes, France
2000 - 2003	DEUG et Licence en Sciences de la Terre Université de Tours, France
Juin 1998	Baccalauréat scientifique, option mathématiques Lycée Edouard Branly, Boulogne-sur-Mer, France

### *Expérience professionnelle*

2005 - présent	Thèse de doctorat en sédimentologie carbonatée « <i>Paléoécologie et taphonomie comparative en milieux carbonatés peu profonds (Oxfordien du Jura suisse et Holocène du Belize)</i> » Département de Géosciences, Université de Fribourg, Suisse Directeur : André Strasser
2005 - 2009	Assistante aux travaux pratiques de géologie générale à l'Université de Fribourg
2007 - 2009	Membre actif du Groupe Jeune + Nature de Pronatura Fribourg
Janvier - juin 2005	Travail de recherche de master « <i>Radiolarites mésozoïques de la Formation Sabt, Nappes d'Hawasina, Montagnes d'Oman : étude biostratigraphique et sédimentologique</i> » Département Histoire de la Terre (USM 203), Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France ; en collaboration avec le laboratoire Paléoenvironnements et Paléobiosphère (UMR 5125 - CNRS), Université de Lyon, France Tuteurs : Patrick de Wever et Fabrice Cordey

- Juillet - septembre 2004 Travail de recherche libre  
« *Radiolarites mésozoïques d'Oman* »  
Département Histoire de la Terre (USM 203), Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France  
Tuteur : Patrick de Wever
- Mai - juin 2004 Travail de recherche de Maîtrise  
« *Evolution paléoenvironnementale de la plate-forme carbonatée du Jura méridional au passage Valanginien inférieur / Valanginien supérieur. Considérations paléoclimatiques* »  
Laboratoire Paléoenvironnements et Paléobiosphère (UMR 5125 - CNRS), Université de Lyon, France  
Tuteurs : Bernard Pittet et Benjamin Gréselle (responsable de la thèse associée)
- Septembre 2003 Participation aux travaux de terrain dans le paléolac de Sarliève (Puy-de-Dôme, France)  
Réalisation de forages et mesures géophysiques  
Laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux, Université de Tours, France  
Tuteurs : Jean-Jacques Macaire et Agathe Fourmont (responsable de la thèse associée)
- Juin - juillet 2003 Travail de recherche libre  
« *Foraminifères : quelques espèces recensées à l'Île d'Yeu* »  
Laboratoire d'Etude des Bioindicateurs Marins de l'Île d'Yeu, France  
Tuteur : Jean-Pierre Debenay (Université d'Angers)
- Mars - avril 2003 Travail de recherche de Licence  
« *La croissance de Littorina littorea* »  
Laboratoire d'Etude des Bioindicateurs Marins de l'Île d'Yeu, France  
Tuteur : Jean-Pierre Debenay (Université d'Angers)
- Août - septembre 2001 Travail de recherche libre  
« *Impact de la végétation sur la sédimentation d'un chenal de la Loire* »  
Laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux, Université de Tours, France  
Tuteurs : Jean-Gabriel Bréhéret et Stéphane Rodrigues (responsable de la thèse associée)
- Juillet 2001 Animatrice de séjour linguistique, encadrement jeunes français, à Falmouth (Angleterre) et  
Juillet - août 2002 Kassel (Allemagne)  
Employeur : Cap Monde

#### *Divers et variés*

Langues : Français - langue maternelle ; anglais - pratique courante  
Informatique : emploi des logiciels word, excel, InDesign, Illustrator, R  
Loisirs : lecture, nature, dessin, marche, contemplation, écriture