



**HAL**  
open science

# Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro- et la macrofaune benthiques littorales

Clément Poirier

► **To cite this version:**

Clément Poirier. Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro- et la macrofaune benthiques littorales. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2010. Français. NNT : 2010LAROS318 . tel-00580982

**HAL Id: tel-00580982**

**<https://theses.hal.science/tel-00580982>**

Submitted on 29 Mar 2011

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



# UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

École Doctorale Gay-Lussac  
UMR 6250 Littoral ENvironnement Sociétés

Thèse présentée par

**Clément Poirier**

soutenue le 29 novembre 2010

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de La Rochelle  
Discipline : Géosciences de l'environnement

## **Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro- et la macrofaune benthiques littorales**

### JURY :

<b>Guy Bachelet</b>	Directeur de recherche – EPOC	Rapporteur
<b>Bernadette Tessier</b>	Directrice de recherche – M2C	Rapporteur
<b>Eric Armynot du Châtelet</b>	Maître de conférences – Géosystèmes	Examineur
<b>Eric Chaumillon</b>	Maître de conférences HDR – LIENSs	Directeur de thèse
<b>Jean-Luc Peiry</b>	Professeur – GEOLAB	Examineur
<b>Philippe Sorrel</b>	Maître de conférences – PEPS	Examineur
<b>Florence Caurant</b>	Maître de conférences HDR – LIENSs	Invitée
<b>Evelyne Goubert</b>	Maître de conférences – Géoarchitecture	Invitée
<b>Pierre-Guy Sauriau</b>	Chargé de recherche – LIENSs	Invité

*”Maintenant nous vivons une nouvelle étape de l’évolution de la biosphère. Nous entrons dans la noösphère. Ce nouveau processus géologique se produit dans une période tourmentée, à l’époque d’une guerre mondiale destructrice. Mais le plus important est que nos idéaux démocratiques sont en accord avec les processus géologiques élémentaires, avec la loi de la nature, et avec la noösphère. Par conséquent nous pouvons appréhender le futur avec confiance. Il est dans nos mains. Nous ne le laisserons pas s’échapper.”*

Vernadsky V.I., 1945. The Biosphere and the Noösphere. *American Scientist* 33 (1), 1–12.

Vladimir Vernadsky (1863 – 1945) est un minéralogiste russe, considéré comme le fondateur de la biogéochimie. Il est à l’origine du concept de biosphère (1926), qu’il voit comme une force géologique à part entière, inaltérable et universelle. Hostile aux régimes totalitaires, il sera bouleversé par les deux guerres mondiales. En réaction, il rédige en décembre 1943 un article dans lequel il étend sa réflexion à l’espèce humaine. En s’inspirant de discussions qu’il a eues avec les philosophes Bergson et Teilhard de Chardin dans les années 1920, il va proposer dans ce texte le concept de noösphère (*” la sphère de la pensée ”*). Par analogie avec la biosphère, Vernadsky imagine qu’une fine couche symbolisant la conscience de l’humanité et sa capacité à penser enveloppe la Terre. Ce texte, hier philosophique, prend en 2000 une dimension nouvelle lorsque le prix Nobel de chimie Paul Crutzen s’en inspire pour créer une époque géologique marquée par l’influence majeure de l’Homme sur sa planète : l’Anthropocène.

## Remerciements

Je tiens d'abord à remercier les membres du jury, Madame Bernadette Tessier et Messieurs Eric Armynot du Châtelet, Guy Bachelet, Jean-Luc Peiry et Philippe Sorrel d'avoir généreusement accepté d'évaluer mon travail, qui je l'espère fera l'objet de discussions scientifiques stimulantes.

Mes premières pensées ne vont pas vers une, mais quatre personnes ! Sans Eric Chaumillon (directeur de thèse), Pierre-Guy Sauriau (co-directeur de thèse), Evelyne Goubert et Florence Caurant, cette thèse transdisciplinaire n'aurait pas pu fonctionner. Vous avez tous les quatre été disponibles malgré des emplois du temps chargés, attentifs à mon travail tout en me laissant une grande autonomie. J'ai vraiment eu énormément de chance de travailler avec vous et j'espère que nous aurons l'occasion de continuer à le faire.

Eric, grâce à ton sens de la pédagogie, à ton enthousiasme et à ta persévérance tu as rendu ma vie de thésard vraiment facile. Tu as tout mis en œuvre pour me permettre de travailler dans d'excellentes conditions. Grâce à toi, j'ai pu réaliser toutes les analyses nécessaires, écrire des articles, et participer à plusieurs congrès internationaux. Il n'y a jamais eu de tensions entre nous : cela peut paraître tout à fait normal mais il est quand même important de le souligner. Ces trois années passées en ta compagnie ont été intellectuellement et humainement très enrichissantes. Merci pour tout Eric.

J'ai commencé mon stage de M2 avec une grosse appréhension : allais-je réussir à identifier les coquilles de mollusques que j'étais censé étudier ? C'était sans compter sur les conseils éclairés de Pierre-Guy. Grâce à toi j'ai beaucoup appris sur les mollusques : aujourd'hui je me surprends encore quand je parviens à reconnaître du premier coup d'oeil une minuscule *Turbonilla lactea*. L'écriture du premier article a été laborieuse mais ta rigueur et tes conseils m'ont permis de progresser. Merci beaucoup Pierre-Guy.

Merci Evelyne de m'avoir initié au monde étrange des foraminifères. J'ai mis du temps à m'y mettre, beaucoup plus que pour les mollusques, à tel point que j'ai bien cru ne pas y arriver. Mais maintenant c'est un vrai plaisir de rester les yeux rivés à la bino : étonnant non ? Merci beaucoup de m'avoir transmis le virus "foraminiférique". Merci aussi pour ton accueil toujours chaleureux à Vannes.

J'ai aussi fait une incursion dans le monde de l'analyse élémentaire grâce à Florence Caurant. Merci Florence d'avoir accepté de t'engager dans cette thèse. Pour le moment pas de résultats en vue mais cela ne saurait tarder j'en suis sûr. Un grand merci au passage à Carine Churlaud et Mulumba Kalombo pour leur aide et leur bonne humeur permanente. Tous les trois, vous m'avez réconcilié avec les pipettes et les bidons d'acide nitrique !

Cette thèse a été l'occasion de faire un petit tour de France de la sédimentologie qui fut très enrichissant. Rien n'aurait été possible sans Fabien Arnaud, venu de Chambéry avec son

carottier UWITEC en juin 2008 pour un baptême dans les eaux charentaises. Pendant l'hiver, petit détour par Besançon pour passer les carottes au banc Geotek. Merci à Boris Vannière et à Agnès Stock qui n'a pas ménagé ses efforts pour réussir à passer tous les tronçons en un temps record. Je me suis ensuite rendu à Chambéry pour utiliser pendant deux semaines le granulomètre et le spectrophotomètre. Merci Fabien, cette collaboration a été très fructueuse pour moi. J'ai beaucoup appris à ton contact. Merci aussi à Charline, Cécile et Bruno pour leur accueil chaleureux. Mon périple s'est achevé un peu plus tard à Bordeaux, pour passer les carottes aux bancs Scopix et XRF. Merci à Michel Cremer et Philippe Martinez, ainsi qu'à Isabelle Billy et Joël Saint-Paul le roi de la plaquette rX. Merci aussi à Marie Revel pour tous ses conseils sur la géochimie. Une fois revenu à La Rochelle, le sédiment a voyagé à ma place. Il est d'abord parti à Lille pour la minéralogie des argiles : merci à Eric Armynot du Châtelet et à Viviane Bout-Roumazeilles. Ensuite destination Orléans pour le Rock-Eval : merci à Jean-Robert Disnar. Le voyage du sédiment s'est terminé très récemment à Brest, où des échantillons sont en cours d'analyse des isotopes Sr et Nd. Merci à Sidonie Révillon pour son aide, j'espère que les résultats seront satisfaisants (merci également à Serge Robert pour l'utilisation du granulomètre).

Autre découverte pour moi, les analyses isotopiques. Merci à Pierre Richard de m'avoir accueilli dans son laboratoire, ainsi qu'à Sergey Kiyashko d'avoir consacré autant de temps à mes échantillons. J'aurais aimé pouvoir passer plus de temps avec vous mais la phase de rédaction est impitoyable.

Juste avant de commencer la thèse en octobre 2007, j'ai passé deux semaines en mer sous la houlette (sans jeu de mots) de Pierre-Guy. Sans que cela soit prévu au départ, les échantillons récoltés ont abouti à la publication d'un des articles de cette thèse. Merci donc à Daphné Grulois, Nicolas Lavesque, Didier Leguay et Nathalie Malet d'avoir contribué involontairement à ce travail. Merci aussi à vous de m'avoir remplacé au pied levé le jour où le mal de mer a eu raison de moi !

Je remercie enfin tous les anciens et actuels membres de LIENSs. Merci d'abord à mon prédécesseur Jonathan Allard, ancien doctorant d'Eric, qui a grandement contribué à me mettre le pied à l'étrier quand je suis arrivé au CLDG. Merci aussi à Sylvie Jaouen pour son accueil et sa disponibilité sans faille. Merci à Stéphane Recoura, Pascal Tiphaneau et Nicolas Lachausée pour leur aide précieuse sur le terrain. Je n'oublie pas Laure Paradis pour tous ses conseils sur ArcGIS. Merci à Xavier Bertin de m'avoir consacré autant de temps pour faire tourner le modèle MORSYS2D sur les Pertuis Charentais. Je remercie aussi Nathalie Niquil grâce à qui j'ai vécu une petite expérience dans l'enseignement : 24 heures de TD surprenantes mais intéressantes ! Merci enfin à tous les autres collègues de LIENSs, à commencer par mes colocataires du bureau 114 Aline et Adrien qui ont supporté mes petites manies quotidiennes. Bonne continuation à vous ainsi qu'aux autres doctorants de DPL Camille, Karine, Thomas, Julien et bientôt Jean-François j'espère, sans oublier Marion du 113. Merci aussi à Julie pour son travail si efficace sur les profils sismiques. Les biologistes ne sont pas en reste bien sûr : merci

à Benoît, Julien, Gilles et Denis pour les discussions dans les couloirs toujours enrichissantes. Merci enfin à tous ceux que je ne mentionne pas nommément et qui contribuent à faire vivre ce labo dans une ambiance très studieuse mais toujours agréable.

Je tiens évidemment à remercier toute ma famille. Merci Maman et Papa. J'ignore si je suis devenu le "savanturier" qu'enfant je rêvais d'être. Je sais en revanche que c'est grâce à vous que j'écris aujourd'hui ces lignes. Merci aussi à Sylvie et Bernard, Laure, Gilles et bien sûr Swann. Merci à tous pour vos encouragements. Mes dernières pensées vont bien sûr vers Marie. Il m'est difficile de tout résumer en quelques mots. Marie, tu as été présente à chaque instant de cette thèse. Tu as partagé mon enthousiasme quand il s'agissait d'aller ramasser de la vase dans les estuaires en plein hiver. Tu as réalisé l'exploit de supporter tous mes défauts, ma mauvaise humeur de fin de journée, mes absences physiques et surtout mes longs moments d'absence intellectuelle. Tu as surtout su trouver les mots pour me redonner du courage les jours où j'en manquais. Je te dois tellement. Pour toutes ces raisons, je n'ai qu'un mot à te dire : merci. Le reste nous appartient...

---

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
1.1	Avant-propos	2
1.2	Les écosystèmes littoraux dans le contexte de l'Anthropocène	3
1.3	Approche proposée	5
<b>2</b>	<b>Notions générales</b>	<b>7</b>
2.1	Avant-propos	8
2.1.1	Contexte chronologique	8
2.1.2	Précisions sur les unités de temps utilisées	9
2.2	De la biosphère à la lithosphère : processus de formation des assemblages fossiles	11
2.2.1	Terminologie	11
2.2.2	Facteurs de formation des assemblages fossiles	13
2.2.2.1	Production biologique	13
2.2.2.2	Environnement d'accumulation	14
2.2.2.3	Susceptibilité biostratigraphique	15
2.2.2.4	Durée d'accumulation	15
2.2.3	Caractéristiques des assemblages sub-fossiles	16
2.2.3.1	Sommation temporelle	16
2.2.3.2	Concordance vivant-mort	17
2.2.4	Foraminifères	19
2.3	Evolution des environnements côtiers silicoclastiques au cours de l'Holocène	20
2.3.1	Facteurs de contrôle du comblement des vallées incisées et estuaires	21
2.3.1.1	Niveau marin	21
2.3.1.2	Hydrodynamisme	22
2.3.1.3	Substratum rocheux	25
2.3.1.4	Apports sédimentaires	25
2.3.2	Evolution du comblement des vallées incisées et estuaires pendant l'Holocène	26
2.3.2.1	De 11.7 à 6 ka : Cortège de Dépôts Transgressifs	27
2.3.2.2	De 6 ka à aujourd'hui : Cortège de Dépôts de Haut niveau marin	28
2.4	Paléoécologie holocène : apports des mollusques et des foraminifères	29
2.4.1	Historique	29
2.4.2	Avantages et faiblesses des mollusques et des foraminifères	31
2.4.2.1	Abondance dans le sédiment : avantage des foraminifères	31
2.4.2.2	Sensibilité écologique : avantage des foraminifères	32
2.4.3	Exemples d'application	32
2.4.3.1	Mollusques	32

2.4.3.2	Foraminifères	35
<b>3</b>	<b>Zone d'étude</b>	<b>39</b>
3.1	Contexte général	40
3.1.1	Géographie et géologie	40
3.1.2	Géomorphologie	41
3.1.3	Hydrodynamique	45
3.1.3.1	Marée	45
3.1.3.2	Houle et vent	45
3.1.4	Apports sédimentaires	47
3.1.4.1	Sédiments fins	47
3.1.4.2	Sédiments grossiers	49
3.1.5	Nature des fonds	50
3.2	Communautés benthiques	51
3.2.1	Mollusques	51
3.2.2	Foraminifères	52
3.2.3	Impact des activités humaines	54
3.3	Changements environnementaux holocènes	55
3.3.1	Marais littoraux	55
3.3.2	Pertuis Charentais	57
3.3.3	Baie de Marennes-Oléron	58
3.3.3.1	Avant 7500 ans BP	59
3.3.3.2	Entre 7500 et 5000 ans BP	60
3.3.3.3	Entre 5000 et 1500 ans BP	60
3.3.4	Changements environnementaux récents	60
3.3.4.1	Discordance érosionnelle EU1	60
3.3.4.2	Drapage vaseux	61
<b>4</b>	<b>Influence des facteurs hydro-sédimentaires sur les assemblages sub-fossiles de mollusques des Pertuis Charentais : implications pour le registre fossile</b>	<b>66</b>
4.1	Introduction	67
4.1.1	Problématique générale	67
4.1.2	Problématique locale	67
4.1.3	Objectifs	67
4.2	Matériels et méthodes	68
4.2.1	Acquisition des données	68
4.2.2	Analyse des données	70
4.2.2.1	Assemblages faunistiques	70
4.2.2.2	Facteurs hydrosédimentaires	71
4.3	Résultats	74
4.3.1	Composition taxonomique et distribution spatiale des assemblages sub-fossiles	74
4.3.2	Facteurs hydrosédimentaires	78
4.3.2.1	Nature des fonds	78
4.3.2.2	Tension sur le fond	78
4.3.2.3	Budget sédimentaire	79
4.3.3	Réponse des assemblages sub-fossiles aux facteurs hydrosédimentaires	80
4.3.3.1	Nature des fonds et tension sur le fond	80



4.3.3.2	Budget sédimentaire	82
4.4	Discussion	82
4.4.1	Inertie taphonomique	82
4.4.2	Espèces allochtones	85
4.4.3	Concordance vivant/mort	86
4.4.4	Préservation des gradients environnementaux	89
4.4.5	Budget sédimentaire	90
4.5	Conclusion	90
4.6	Perspectives	93
4.6.1	Concordance vivant-mort	93
4.6.2	Autres environnements	94
4.6.2.1	Estuaires	94
4.6.2.2	Plages	95
4.6.3	Foraminifères	96
<b>5</b>	<b>Les mollusques fossiles peuvent-ils enregistrer d'autres changements environnementaux que la transgression marine holocène ?</b>	<b>98</b>
5.1	Introduction	99
5.1.1	Problématique générale	99
5.1.2	Problématique locale	99
5.1.3	Objectifs	99
5.2	Matériels et méthodes	100
5.2.1	Enregistrements sédimentaires	100
5.2.2	Mollusques fossiles	100
5.2.3	Analyse des données	103
5.3	Résultats	103
5.3.1	Données sédimentologiques	103
5.3.1.1	Unité Ue1.2 : 8000 ans BP	104
5.3.1.2	Unité Ue3 : 5500 ans BP	104
5.3.1.3	Unité UT2 : 2600 ans BP	107
5.3.1.4	Unité UT4 : 910 ans BP	107
5.3.2	Assemblages faunistiques	108
5.3.2.1	Présence-absence	109
5.3.2.2	Abondance relative	110
5.3.2.3	Abondance relative pondérée par la calcimasse	114
5.4	Discussion	115
5.4.1	Interprétations paléoenvironnementales	115
5.4.1.1	Unité Ue1.2 : vasière intertidale	115
5.4.1.2	Unité Ue3 : banc d'huîtres	116
5.4.1.3	Unités UT2 et UT4 : zone subtidale peu profonde	116
5.4.2	Niveau de précision des interprétations paléoenvironnementales	118
5.4.3	Enregistrement des changements environnementaux	119
5.4.3.1	Niveau marin	119
5.4.3.2	Hydrodynamisme	119
5.4.3.3	Apports sédimentaires	119
5.5	Conclusion	121
5.6	Perspectives	123
5.6.1	Eléments traces	123

5.6.2	Isotopes	123
<b>6</b>	<b>Influence des facteurs anthropiques et climatiques sur le dépôt de la couverture sédimentaire superficielle des Pertuis Charentais</b>	<b>125</b>
6.1	Introduction	126
6.1.1	Problématique générale	126
6.1.2	Problématique locale	126
6.1.3	Objectifs	127
6.2	Matériels et méthodes	127
6.2.1	Enregistrements sédimentaires	127
6.2.2	Evolution de l'exploitation des sols et changements climatiques	130
6.3	Résultats	131
6.3.1	Stratigraphie et sédimentologie	131
6.3.2	Changements climatiques et évolution de l'exploitation des sols	135
6.4	Discussion	137
6.4.1	Comblement sédimentaire terminal en baie de Marennes-Oléron : forçages autocycliques	137
6.4.2	Impact respectif des changements dans l'exploitation des sols et des changements climatiques haute-fréquence sur l'envasement de la baie de Marennes-Oléron	138
6.4.3	Enregistrements sédimentaires similaires dans le monde	140
6.5	Conclusion	144
6.6	Perspectives	145
6.6.1	Signature isotopique Sr – Nd des sédiments fins en baie de Marennes-Oléron : évolution à long-terme	145
6.6.2	Approche source – puits	145
6.6.3	Analyse bibliographique	146
<b>7</b>	<b>Evolution séculaire de l'écosystème benthique de la baie de Marennes-Oléron : apports des foraminifères</b>	<b>147</b>
7.1	Introduction	148
7.1.1	Problématique générale	148
7.1.2	Problématique locale	148
7.1.3	Objectifs	148
7.2	Matériels et méthodes	149
7.2.1	Enregistrement sédimentaire	149
7.2.2	Echantillonnage des foraminifères	150
7.2.3	Analyse des données	152
7.3	Résultats	153
7.3.1	Enregistrement sédimentaire	153
7.3.2	Descripteurs synthétiques des assemblages	154
7.3.3	Contribution des espèces aux biofaciès	156
7.4	Discussion	161
7.4.1	Signification écologique des associations et reconstitution des paramètres abiotiques	161
7.4.1.1	Association 1 : salinité	161
7.4.1.2	Association 2 : turbidité	162
7.4.1.3	Association 3 : apports sédimentaires	163

7.4.1.4	Association 4 : contenu en oxygène . . . . .	164
7.4.1.5	Association 5 . . . . .	164
7.4.2	Réponse de l'écosystèmes benthique aux changements environnemen- taux depuis 1400 AD . . . . .	165
7.4.2.1	Biofaciès 1 : résistance de l'écosystème . . . . .	165
7.4.2.2	Biofaciès 2 : perturbation de l'écosystème . . . . .	166
7.4.2.3	Biofaciès 3 : adaptation de l'écosystème . . . . .	167
7.5	Conclusion . . . . .	168
7.6	Perspectives . . . . .	170
7.6.1	Cartographie 4D des communautés de foraminifères . . . . .	170
7.6.2	Autres indicateurs paléoécologiques . . . . .	170
<b>8</b>	<b>Conclusion</b> . . . . .	<b>171</b>
8.1	Discussion générale . . . . .	172
8.2	Perspectives de recherche à long-terme . . . . .	176
	<b>Bibliographie</b> . . . . .	<b>181</b>

# Chapitre 1

## Introduction

## 1.1 Avant-propos

Cette thèse a été soutenue financièrement par une allocation de recherche sur fonds publics (Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche) entre octobre 2007 et octobre 2010. Elle a été effectuée au sein du laboratoire Littoral, ENvironnement, Sociétés (LIENSs, UMR 6250, Université de La Rochelle – CNRS). Officiellement créé le 1<sup>er</sup> janvier 2008, il est issu de la fusion de quatre laboratoires de l'Université de la Rochelle. L'une des raisons d'être de cette nouvelle unité est de stimuler les travaux transdisciplinaires entre les domaines de recherche abordés par ces laboratoires (écologie, chimie-biochimie, géophysique, géographie), avec pour objet d'étude commun l'environnement littoral.

Cette thèse répond à la demande institutionnelle qui a motivé la création de LIENSs. Elle s'inscrit dans les objectifs d'un axe de recherche transversal nommé "Recherche d'indicateurs d'état des anthroposystèmes littoraux à différentes échelles spatio-temporelles et/ou niveaux d'intégration biologique", impliquant 3 équipes parmi les 6 qui constituent l'UMR. Trois chercheurs de l'unité ont encadré cette thèse : Eric Chaumillon, directeur de thèse (équipe DPL<sup>1</sup>), Pierre-Guy Sauriau, co-directeur de thèse (DYFEA<sup>2</sup>), et Florence Caurant (AMARE<sup>3</sup>). L'encadrement a également été assuré par Evelyne Goubert (Université de Bretagne Sud).

Pour le moment, le travail accompli pendant la thèse a été valorisé sous la forme de 2 articles de rang A en tant que co-auteur ([Allard \*et al.\*, 2008b](#) ; [2010](#)), et sous la forme de 3 articles de rang A (dont 1 publié, 1 sous presse et 1 en cours de révision) et de 7 communications dans des congrès internationaux (dont 4 communications orales et 3 posters) en tant qu'auteur principal. Ce manuscrit comporte donc, entre autres, 3 chapitres de résultats et de discussions correspondant à ces articles déjà rédigés, ainsi qu'un 4<sup>ème</sup> chapitre correspondant à un article à écrire et soumettre prochainement.

---

1. Dynamique Physique du Littoral

2. DYnamique Fonctionnelle des Ecosystèmes Anthropisés

3. Réponses des Animaux MARins à la variabilité Environnementale

## 1.2 Les écosystèmes littoraux dans le contexte de l'Anthropocène

Les réalisations théoriques et matérielles de l'humanité ont profondément modifié le cours de l'évolution du système terrestre (Vernadsky, 1945). Le développement des sociétés humaines pendant les derniers millénaires est exponentiel. Il se caractérise par une planification à court-terme des activités économiques, aboutissant à des inégalités sociales et à des impacts globalement négatifs sur l'environnement (Gibson Graham & Roelvnik, 2010). Pour rendre compte du caractère inédit de ces bouleversements, il a été proposé de créer une nouvelle époque géologique : l'Anthropocène (Crutzen & Stoermer, 2000 ; Crutzen, 2002). Les critères choisis pour fixer la date de début de cette nouvelle époque font actuellement l'objet de débats (Ruddiman, 2003, Zalasiewicz *et al.*, 2010). En revanche, les causes et les conséquences des changements globaux d'origine anthropique sur l'ensemble des compartiments terrestres (atmosphère, hydrosphère, lithosphère et biosphère) sont désormais largement reconnues (National Research Council, 2001).

Les écosystèmes côtiers sont parmi les plus productifs de la planète, et soutiennent le développement économique des sociétés humaines (Costanza *et al.*, 1997 ; Millennium Ecosystem Assessment, 2005). Ils apparaissent particulièrement vulnérables dans le contexte de l'Anthropocène. Ils sont soumis à de fortes pressions anthropiques directes, puisque 20 % de l'humanité vit dans une bande côtière de 100 km (Small & Nicholls, 2003). Ils sont également soumis indirectement aux pressions anthropiques agissant sur les océans et les continents à l'interface desquels ils se situent. Trois types de changements globaux se distinguent (National Research Council, 2001), chacun ayant des conséquences négatives sur les écosystèmes côtiers.

**Cycles** Les changements dans les cycles biogéochimiques sont critiques, car ils affectent l'ensemble des compartiments terrestres. La combustion d'énergies fossiles à partir du XIX<sup>ème</sup> siècle a relâché dans l'atmosphère d'énormes quantités de CO<sub>2</sub> (Siegenthaler *et al.*, 2005). En conséquence, la température moyenne à la surface de la Terre augmente (Pachauri & Reisinger, 2007). En réponse à ce changement climatique, l'élévation du niveau marin relatif (Wöp-

pelmann *et al.*, 2009) et l'augmentation de la fréquence et de l'intensité de tempêtes (Lozano & Swail, 2002) augmentent le risque d'érosion littorale et d'intrusion d'eau salée dans les terres basses (Zhang *et al.*, 2004a). D'autre part, une agriculture intensive est pratiquée depuis quelques décennies pour soutenir la demande croissante en nourriture. L'usage d'engrais a augmenté la concentration en azote et phosphore dans les sols, puis par lessivage de ces derniers dans les masses d'eaux continentales et côtières (Tilman *et al.*, 2001). L'eutrophisation qui en résulte dans les zones côtières se traduit par une augmentation de la production primaire pélagique et benthique, une diminution de la transparence de l'eau, une augmentation de la demande biologique en oxygène et des modifications des communautés benthiques (Bonsdorff *et al.*, 1997).

**Habitats** Les changements de pratique dans l'exploitation des sols ("*land use*" : agriculture, élevage, déforestation) affectent en priorité les bassins versants et donc les écosystèmes terrestres, mais leurs effets se répercutent jusqu'aux estuaires. Outre l'eutrophisation déjà évoquée, l'augmentation de la turbidité de l'eau résultant du lessivage des sols ou des activités de dragage a des répercussions négatives sur les écosystèmes côtiers, et notamment sur les récifs coralliens, les herbiers sous-marins et les mangroves (Rogers, 1990 et références ci-incluses). Les écosystèmes benthiques côtiers présentent une forte diversité biologique (en opposition aux écosystèmes pélagiques et/ou océaniques ; Gray, 1997) qui est aussi menacée par la fragmentation ou la destruction directe des habitats. Les activités anthropiques incriminées sont nombreuses, et incluent l'urbanisation (protections côtières, ports, industries), l'extraction de granulats, le chalutage (Thrush & Dayton, 2002) ou la pêche de loisir.

**Équilibres biologiques** La fragmentation des habitats perturbe les équilibres biologiques qui régissent un écosystème (Airoldi *et al.*, 2008). Elle est responsable d'une perte des espèces résidentes, d'une diminution des ressources trophiques liées à ces espèces et d'une perte des fonctions inhérentes à l'écosystème (protection contre l'érosion, nourriceries de juvéniles, *etc.*). Les zones côtières sont également vulnérables aux invasions par des espèces non-indigènes (Ruiz *et al.*, 1997), apportées par le trafic maritime (eaux de ballast, organismes fixés sur les coques des navires) ou par l'aquaculture (cheptel et parasites associés). Ces invasions sont fa-

cilitées dans les écosystèmes déjà déstabilisés par la fragmentation et l'homogénéisation des habitats (Airoldi *et al.*, 2008). La perturbation des équilibres biologiques peut aussi intervenir au niveau génétique. Par exemple, l'halophyte *Spartina alterniflora*, introduite en Grande-Bretagne vers 1830, était inoffensive jusqu'à ce qu'elle s'hybride avec l'espèce native *S. maritima* et devienne une plante invasive colonisant de larges étendues de vasières en Europe (Thompson, 1991). A plus large échelle, le réchauffement climatique global affecte les aires de distribution des espèces marines, celles-ci ayant tendance à migrer vers le nord à un rythme de plusieurs kilomètres par décennie en moyenne (Parmesan & Yohe, 2003).

### 1.3 Approche proposée

Avant d'entreprendre la restauration des écosystèmes (Mitsch & Jørgensen, 2003), il est nécessaire de comprendre de quelle manière et avec quelle intensité l'Homme les perturbe, et de décrire leur état préalable à ces perturbations. Les écologues ne peuvent pas répondre seuls à ce défi scientifique majeur puisque les écosystèmes actuels qu'ils étudient sont, dans le contexte de l'Anthropocène, soumis d'une manière ou d'une autre à des perturbations d'origine anthropique.

Face à cette difficulté, la paléoécologie apparaît comme une alternative prometteuse (Rull, 2010). Cette discipline repose sur l'un des principes de base de la géologie, l'actualisme (ou uniformitarisme ; Hutton, 1795), qui postule que les processus naturels qui s'exercent aujourd'hui se sont exercés de la même manière dans le passé ("*present as a key to the past*"). Ainsi, en appliquant les connaissances sur les organismes vivants actuellement (anatomie, physiologie, écologie, *etc.*) aux restes d'organismes conservés dans les sédiments, il est possible de décrire l'évolution dans le temps des écosystèmes passés, et d'identifier les changements environnementaux à l'origine de cette évolution.

Les environnements côtiers sous influence fluviale (vallées incisées, estuaires) sont des puits sédimentaires parfois soumis à de forts taux de sédimentation. Ils offrent donc l'opportunité d'enregistrer les changements environnementaux qu'ont subi les écosystèmes côtiers depuis les derniers millénaires. L'approche proposée dans cette thèse consiste à mettre en oeuvre les principes de la paléoécologie aux restes d'organismes marins extraits de ces enre-



gistements sédimentaires récents ” dilatés ”. Les mollusques (macrofaune) et les foraminifères (microfaune) benthiques ont été choisis comme modèles d'étude car ils ont déjà prouvé leur utilité en tant que marqueurs paléoécologiques (partie 2.4, page 29).

Après avoir rappelé les notions générales qui concernent l'étude des changements environnementaux récents dans les zones côtières et en particulier les apports de la paléoécologie (chapitre 2), la zone d'étude sera décrite dans son contexte physique, écologique et paléoenvironnemental (chapitre 3). Les résultats d'une étude actualiste sur les mollusques seront présentés (chapitre 4), puis ils seront appliqués dans un second temps afin de reconstituer les paléoenvironnements de la zone d'étude et leur succession au cours des derniers millénaires (chapitre 5). Les changements environnementaux les plus récents (derniers siècles) seront identifiés par des méthodes sédimentologiques (chapitre 6). La paléoécologie sera ensuite appliquée aux foraminifères pour définir des conditions de références préalables à un impact d'origine anthropique dans la zone d'étude (chapitre 7).

## Chapitre 2

### Notions générales

## 2.1 Avant-propos

### 2.1.1 Contexte chronologique

Les sédiments étudiés dans cette thèse se sont déposés au cours de l'Holocène. Cette période géologique succède au Pléistocène, qui est caractérisé par la succession de stades glaciaires longs et de stades interglaciaires courts (Lisiecki & Raymo, 2005 ; Fig. 2.1). Le Quaternaire, terme de moins en moins utilisé aujourd'hui, regroupe l'Holocène et le Pléistocène. Les variations des paramètres orbitaux de Milanković déterminent la quantité d'énergie reçue

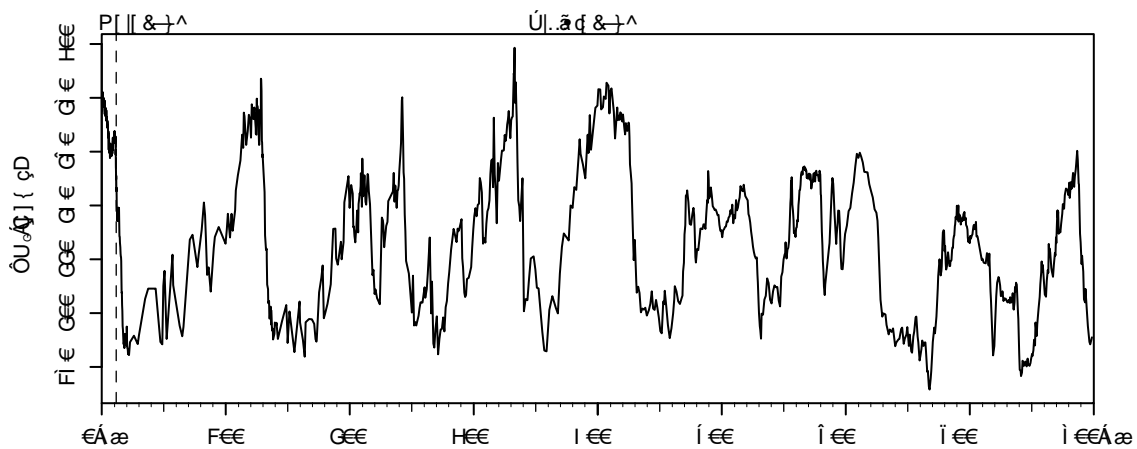


FIGURE 2.1 – Variations de la concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub> depuis 800 ka, reconstituées à partir des données de [Indermühle et al., 1999](#) ; [Petit et al., 1999](#) ; [Monnin et al., 2001](#) ; [Siegenthaler et al., 2005](#) ; [Lüthi et al., 2008](#).

par la Terre (insolation) et donc sa température de surface. Les fluctuations cycliques de l'orbite terrestre sont majoritairement ([Hays et al., 1976](#) ; [Lisiecki & Raymo, 2005](#)) responsables des alternances entre périodes chaudes et froides observées depuis au moins 800 ka ([Lüthi et al., 2008](#)). L'Holocène, qui est la plus récente et la plus courte des périodes géologiques, correspond à un stade interglaciaire. Sa date de début a été fixée officiellement par la Commission Internationale de Stratigraphie à 11700 ans (avant 2000 AD ; incertitude de 99 ans), à partir de l'analyse multi-proxy de la carotte de glace groënlandaise NGRIP ([Walker et al., 2009](#)). Bien que certains auteurs aient considéré que rien ne distingue ce stade interglaciaire actuel des précédents (voir les références citées par [Walker et al., 2009](#)), le caractère unique des changements paléoenvironnementaux et surtout anthropologiques de l'Holocène justifient ce découpage chronologique. L'évolution de l'ensemble du système terrestre pendant l'Holo-

cène est en effet indissociable de celle des populations humaines (Zalasiewicz *et al.*, 2008). Le début de l'Holocène coïncide avec l'époque du Mésolithique, qui marque une transition majeure entre les chasseurs-cueilleurs nomades du Paléolithique et les agriculteurs sédentaires du Néolithique (Peterkin, 2008), et le début d'une augmentation des impacts anthropiques sur l'environnement (Ruddiman, 2003).

### 2.1.2 Précisions sur les unités de temps utilisées

Tout au long de ce manuscrit, l'unité SI "a" (*annum*) sera utilisée pour exprimer les âges et les durées en années, avec les préfixes "k" ( $10^3$ ), "M" ( $10^6$ ) et "G" ( $10^9$ ), conformément aux recommandations de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Rose, 2007).

Pour dater les enregistrements sédimentaires holocènes, la technique privilégiée est la datation  $^{14}\text{C}$ . Tout organisme vivant prélève dans son milieu du carbone (atmosphère, hydrosphère, biosphère), dont il existe trois isotopes ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ , et  $^{14}\text{C}$ ). A sa mort, la quantité d'isotope instable  $^{14}\text{C}$  décroît de manière exponentielle, avec une demi-vie de  $5568 \pm 30$  ans (Libby *et al.*, 1949)<sup>1</sup>. Le principe de la méthode de datation consiste donc à mesurer cette quantité d'isotope  $^{14}\text{C}$  dans l'échantillon à dater. Le résultat brut correspond au temps écoulé entre la mort de l'organisme et le "présent", fixé par convention au 1<sup>er</sup> janvier 1950. Il est exprimé en années  $^{14}\text{C}$  BP ("*Before Present*").

L'isotope instable  $^{14}\text{C}$  est produit en permanence dans la haute atmosphère par la collision entre neutrons et atomes d'azote atmosphérique. Cette production varie selon l'activité solaire et l'état du champ magnétique terrestre, de sorte qu'une année  $^{14}\text{C}$  ne peut pas être considérée équivalente à une année usuelle (Fig. 2.2 a). Il est donc nécessaire d'appliquer une correction pour opérer cette équivalence, à l'aide d'une courbe de calibration (Fig. 2.2 b). Pour exprimer les résultats de datations  $^{14}\text{C}$  après calibration, l'abréviation AD (*Anno Domini*) sera utilisée pour les dates postérieures à l'an 1 du calendrier grégorien ("après J.-C."), et l'abréviation BC (*Before Christ*), bien que propre aux anglophones, sera utilisée pour les dates antérieures à l'an 1 AD ("avant J.-C.").

---

1. Des mesures réalisées par la suite indiquent que la demi-vie du  $^{14}\text{C}$  est en réalité de  $5730 \pm 40$  ans (Godwin, 1962). Pour garantir une cohérence avec les résultats obtenus avant 1962, les laboratoires utilisent toujours la demi-vie de  $5568 \pm 30$  ans. Cette différence n'a pas d'incidence sur la datation lorsque une calibration est appliquée.

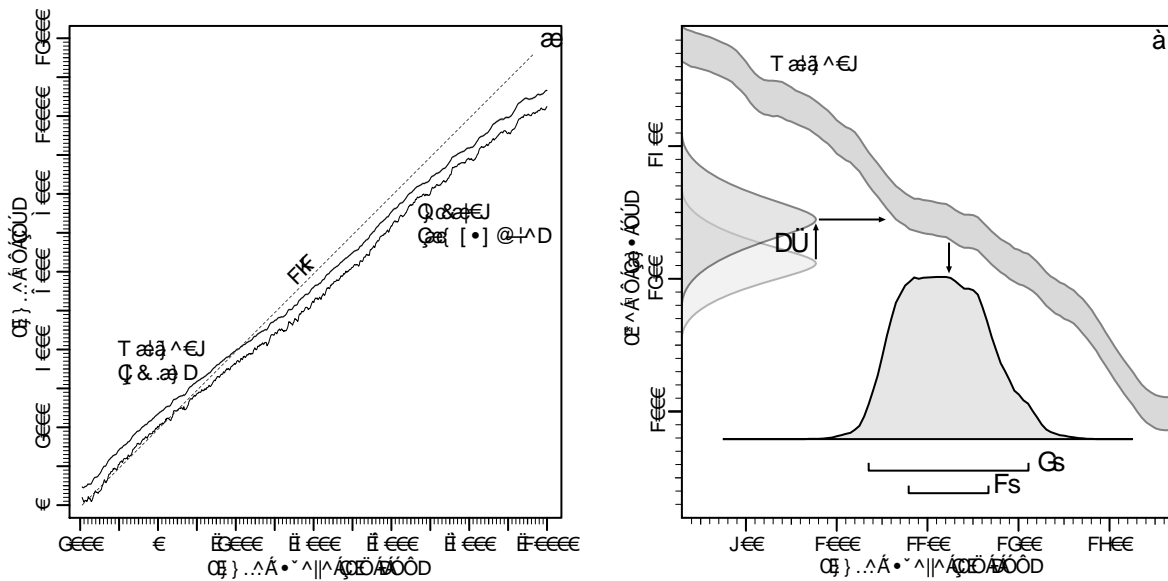


FIGURE 2.2 – Datations  $^{14}\text{C}$ . (a) Courbes de calibration Intcal09 et Marine09 (Reimer *et al.*, 2009), illustrant la non-équivalence entre années  $^{14}\text{C}$  et années usuelles. Noter le décalage moyen de 400 ans entre les deux courbes, correspondant à l'effet réservoir marin. (b) Principe de la calibration pour les échantillons marins. L'âge  $^{14}\text{C}$  déterminé en laboratoire équivaut à une distribution normale (moyenne  $\pm$  écart-type, en années  $^{14}\text{C}$ ). Il est d'abord corrigé de la variation spatiale régionale  $\Delta R$  puis transformé par la courbe Marine09. Le résultat de la calibration est l'écart-type simple ( $1\sigma$ ) ou double ( $2\sigma$ ) exprimé en années usuelles. Ici par exemple, pour un âge laboratoire de  $1250 \pm 30$  ans BP et un  $\Delta R$  de  $-40 \pm 20$  ans, l'intervalle  $2\sigma$  est 1035 – 1211 AD.

Dans le cas des organismes marins, une correction supplémentaire liée à l' "effet réservoir" doit être apportée. Le mélange des eaux océaniques étant un processus lent, le  $^{14}\text{C}$  dans les océans est en moyenne 400 ans plus vieux que le  $^{14}\text{C}$  atmosphérique (Fig. 2.2 a). L'effet réservoir varie à l'échelle régionale, à cause notamment de l' "effet upwelling" (apport de carbone ancien par remontée à la surface d'eaux profondes), de l' "effet eau dure" (apport de carbone ancien par dissolution de roches calcaires) et de l' "effet eau douce" (apport de carbone récent par les cours d'eau). Cette variation spatiale peut être compensée en appliquant une correction appropriée  $\Delta R$  (Fig. 2.2 b ; Reimer & Reimer, 2001), calculée à partir d'échantillons actuels. Des études récentes ont démontré que l'effet réservoir varie également dans le temps de manière significative (Yu *et al.*, 2010). Il est difficile de prendre en compte ces variations temporelles, à moins de disposer d'une méthode de datation alternative.

## 2.2 De la biosphère à la lithosphère : processus de formation des assemblages fossiles

L'approche paléoécologique qui est suivie dans cette thèse repose sur l'étude détaillée des restes biologiques conservés dans les enregistrements sédimentaires holocènes. Pendant leur transition de la biosphère vers la lithosphère, ces restes sont affectés par des processus complexes qui modifient la composition et la structure des assemblages qu'ils constituent. Pour des raisons pratiques mais aussi historiques, les mollusques constituent le modèle biologique privilégié pour l'étude de ces processus. D'un point de vue pratique, il s'agit de macro-organismes plus faciles à manipuler, à observer et à identifier que les microfossiles. Historiquement, l'actuopaléontologie ([Richter, 1928](#)), qui est l'étude des organismes dans leurs habitats actuels dans une optique d'application au registre fossile, a connu un regain d'intérêt à partir du début des années 1980 ([Boucot, 1981](#) ; [Dodd & Stanton, 1981](#) ; voir également les références citées par [Kowalewski, 1999](#)). Cet intérêt s'explique par une intensification des fouilles des paléontologues nord-américains sur les formations du Miocène (23 à 5.3 Ma) riches en macrofossiles. L'embranchement des mollusques connaît en effet une intense radiation évolutive pendant cette époque géologique ([Crampton \*et al.\*, 2006](#)) particulièrement bien représentée dans le sud-est et la moitié ouest des Etats-Unis. Les modèles conceptuels détaillés dans cette partie sont donc majoritairement issus de l'étude des mollusques. Le cas particulier des foraminifères sera discuté dans un second temps.

### 2.2.1 Terminologie

Le terme "fossile" désigne souvent dans le langage populaire un organisme pluricellulaire (animal ou végétal) issu d'une roche sédimentaire. Conformément au sens du terme latin dont il provient, (*fodere*, "extrait en creusant" ; [Lebaigue, 1881](#)), le terme "fossile" est ici employé pour désigner tout élément provenant de la biosphère (ensemble ou partie de molécule, cellule, tissu, ou organisme), ayant été incorporé à la lithosphère et extrait de celle-ci par des processus géologiques ou anthropiques. La terminologie employée en paléontologie a considérablement varié selon les auteurs, aboutissant à des abus de langage. Pour clarifier

cette situation, [Kidwell & Bosence \(1991\)](#) ont proposé le terme "communauté" pour désigner un groupe d'organismes vivants, et le terme "assemblage" pour désigner un groupe d'organismes morts, quelque soit le temps écoulé depuis leur formation. Le terme "association" est lui employé pour désigner un sous-groupe d'une communauté ou d'un assemblage, au sein duquel les espèces qui le composent sont liées par des relations écologiques cohérentes ([Fürsich, 1977](#)).

A la mort des organismes d'une communauté, leurs tissus mous sont rapidement décomposés par des bactéries, des champignons et divers nécrophages. Les spectaculaires gisements fossiles (Lagerstätten) riches en organismes mous comme les schistes de Burgess sont exceptionnellement rares. La majorité des restes fossiles provient d'organismes produisant des parties dures ([Boucot, 1981](#)), composées de carbonate de calcium biominéralisé (mollusques, foraminifères) ou plus rarement de particules minérales de nature variable dans le cas des foraminifères agglutinés ([Debenay et al., 1996](#)). Ces restes biominéralisés subissent des altérations post-mortem, qui sont étudiées dans le cadre de la taphonomie ([Efremov, 1940](#)). Celle-ci est classiquement séparée en deux sous-disciplines ([Brett & Baird, 1986](#)) :

- la biostratinomie ([Schäfer, 1972](#)) désigne l'étude des processus physiques, chimiques et biologiques agissant entre la mort de l'organisme et son enfouissement définitif dans la lithosphère (Fig. 2.3), au delà de la profondeur de maturation ([Olszewski, 1999](#)). Les processus biostratinomiques opèrent en majorité dans la Zone Taphonomiquement Active (ZAT ; [Davies et al., 1989](#)), dans laquelle les restes biominéralisés forment un groupe littéralement qualifié par [Kidwell & Bosence \(1991\)](#) d' "assemblage mort" ("*death assemblage*"). Le français se prêtant moins facilement aux néologismes que l'anglais, le terme "assemblage mort" sera remplacé dans ce manuscrit par le terme "assemblage sub-fossile". La zone intermédiaire entre la base de la ZAT et la limite de maturation est plus exceptionnellement affectée par les altérations post-mortem. L'assemblage sub-fossile contenu dans cette zone peut être réincorporé dans la ZAT à la faveur de conditions érosives intenses.
- la diagénèse fossile, qui agit à une échelle de temps longue, désigne les processus chi-

miques (lithification, épigénisation<sup>2</sup>, etc...) qui agissent après la formation de l'assemblage fossile consécutif à l'enfouissement définitif de l'assemblage sub-fossile dans la lithosphère. Bien qu'une diagénèse précoce puisse opérer dès l'Holocène sur des microfossiles en milieu océanique (Crudeli *et al.*, 2004), elle sera considérée comme négligeable dans le cas des fossiles étudiés dans cette thèse.

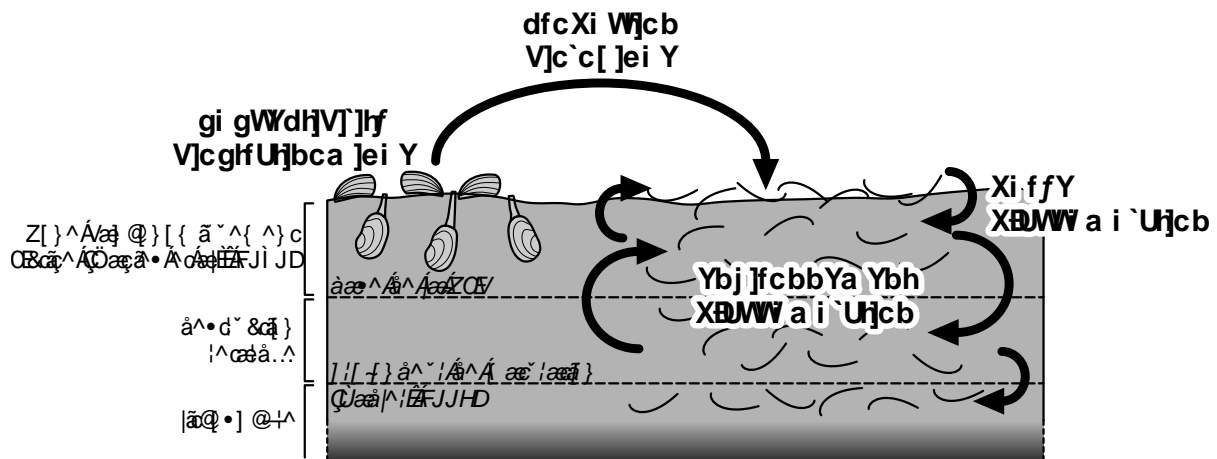


FIGURE 2.3 – Modèle conceptuel de formation des assemblages fossiles, modifié d'après Olszewski (1999).

## 2.2.2 Facteurs de formation des assemblages fossiles

Kidwell & Bosence (1991) distinguent quatre paramètres contrôlant la composition et la structure des assemblages fossiles, qu'ils résument dans une "équation taphonomique". Ces paramètres agissent en majorité à l'interface eau-sédiment ou dans la ZAT et affectent donc les assemblages sub-fossiles avant leur enfouissement définitif (Fig. 2.3).

### 2.2.2.1 Production biologique

L'assemblage sub-fossile se caractérise en premier lieu par sa composition taxonomique, et donc par l'information écologique portée par chacune des espèces le composant. Un assemblage est qualifié de (Kidwell & Bosence, 1991) :

- autochtone, lorsqu'il est composé de restes biominéralisés issus d'une production de la faune locale,

2. L'épigénisation désigne un réarrangement de la structure cristalline d'un minéral. Dans le cas du carbonate de calcium biominéralisé, la transformation de l'aragonite en calcite est le phénomène le plus couramment observé.



- allochtone, lorsqu'il est composé de restes biominéralisés ayant été transportés en dehors de leur milieu de vie (par ex. transport hydrodynamique),
- mixte, lorsque un assemblage allochtone est incorporé dans un assemblage autochtone adjacent,
- remanié, lorsqu'il est composé de restes biominéralisés extraits de dépôts sédimentaires plus anciens que l'environnement récepteur (par ex. érosion),
- " *pipéd*", lorsqu'il est composé de restes biominéralisés introduits de dépôts sédimentaires plus récents que l'environnement récepteur (par ex. enfouissement par des organismes bioturbateurs).

Le rythme d'apport des restes biominéralisés dans un assemblage dépend de la dynamique des populations d'espèces qui composent la communauté d'origine. Suivant le recrutement et la croissance des espèces, l'apport peut être épisodique ou au contraire relativement continu.

#### 2.2.2.2 Environnement d'accumulation

L'environnement dans lequel les restes biominéralisés s'accumulent se caractérise par un ensemble de processus physiques, chimiques et biologiques étudiés dans le cadre de la biostratigraphie (Schäfer, 1972). Les assemblages sub-fossiles sont rarement exposés continuellement aux altérations post-mortem, mais plutôt de manière intermittente au gré de cycles de remaniement et d'enfouissement dans la Zone Taphonomiquement Active (Kidwell & Bosence, 1991 ; Fig. 2.3).

Les processus physiques, en particulier hydrodynamiques, sont impliqués en premier lieu dans le transport des restes accumulés à l'interface eau-sédiment (Kidwell & Bosence, 1991 et références ci-incluses). Cette dispersion post-mortem est le plus souvent limitée au sein d'un habitat, de telle manière que les assemblages sub-fossiles préservent les gradients spatiaux (Tomašových & Kidwell, 2009). La désarticulation affecte les mollusques bivalves et plus généralement les organismes produisant plusieurs éléments biominéralisés (par ex. vertébrés). Elle est facilitée par l'activité microbienne de décomposition du ligament qui relie les deux valves. Une fois désarticulées, les valves peuvent subir un tri gauche / droite si elles présentent une asymétrie nette de taille ou de structure (Cadée, 1992). Les courants sont également à l'origine

d'une orientation des restes de macro-organismes utilisée dans le registre fossile ancien pour déduire la direction des courants.

Les processus chimiques et biologiques sont généralement à l'origine de modifications de la structure externe et interne des restes biominéralisés. La fragmentation, bien qu'amplifiée par les processus hydrodynamiques de transport, est surtout due à l'activité des prédateurs malacophages (Cadée, 1968). L'abrasion des coquilles provient du frottement des particules de sédiment tandis que leur corrosion est liée à l'acidité de l'eau interstitielle. Brett & Baird (1986) ont proposé le terme "corrasion" pour tenir compte du fait que ces deux altérations produisent des marques visuellement très semblables sur les coquilles. En colonisant les coquilles de mollusques, les organismes encroûtants (algues, bryozoaires, etc...) peuvent les protéger des altérations post-mortem. A l'inverse, les organismes perforants (éponges notamment) fragilisent la structure de la coquille et la rendent plus vulnérable à la corrosion.

#### 2.2.2.3 Susceptibilité biostratinomique

Les altérations post-mortem dépendent de la susceptibilité des coquilles à être altérées. Relativement peu d'études systématiques ont été entreprises sur le sujet. La durabilité d'une coquille augmente avec sa taille, son épaisseur, son ornementation et sa minéralogie (Behrensmeyer *et al.*, 2005 ; Fig. 2.4). Par conséquent, elle ne varie pas seulement selon les espèces qui composent un assemblage mais aussi en fonction des individus d'une même espèce.

#### 2.2.2.4 Durée d'accumulation

La durée d'accumulation des restes biominéralisés à l'interface eau-sédiment est contrôlée en premier lieu par le taux de sédimentation net. Celui-ci détermine la durée pendant laquelle les restes sont exposés aux altérations post-mortem. Une sédimentation rapide et continue accélère le transit de l'assemblage sub-fossile dans la Zone Taphonomiquement Active, et favorise une bonne préservation des restes. A l'inverse, un faible taux de sédimentation et une exhumation répétée des assemblages sub-fossiles allonge le temps d'exposition aux processus biostratinomiques. Elle s'accompagne d'une diminution de la préservation et d'une concentration des restes sous forme de lits coquilliers (Kidwell & Bosence, 1991).

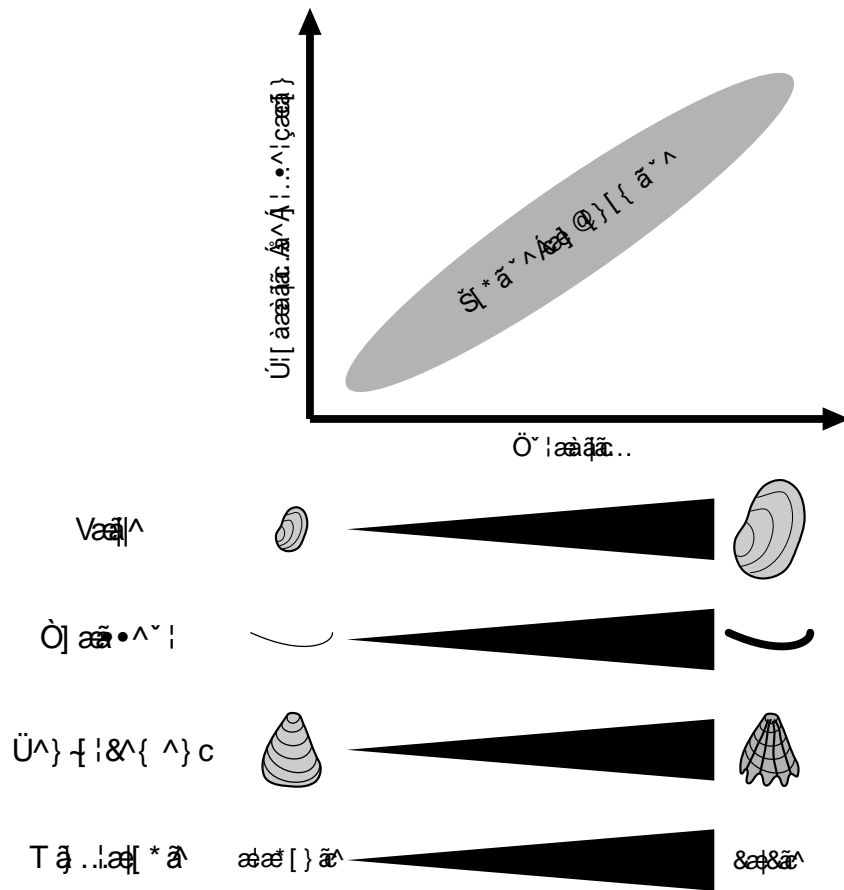


FIGURE 2.4 – Susceptibilité biostratigraphique d’un mollusque, modifié d’après Behrensmeier *et al.* (2005).

## 2.2.3 Caractéristiques des assemblages sub-fossiles

### 2.2.3.1 Sommaton temporelle

La caractéristique fondamentale des assemblages sub-fossiles, et donc fossiles, est qu’ils sont le résultat d’une sommaton temporelle (“time-averaging” ; Walker & Bambach, 1971). Puisque le taux de sédimentation net est faible par rapport à la vitesse de recrutement d’une population, les assemblages ne reflètent pas la structure de la communauté dont ils émanent, mais sont au contraire la somme dans le temps de cohortes successives. D’un côté, la sommaton temporelle limite la résolution temporelle de l’assemblage. De l’autre, elle filtre le bruit liés aux fluctuations saisonnières ou aux tempêtes imprévisibles (Olszewski, 1999), de sorte que les tendances écologiques à long-terme sont exacerbées.

La datation <sup>14</sup>C de coquilles de mollusques extraits d’assemblages sub-fossiles a été utilisée pour estimer la durée de la sommaton temporelle. Dans les environnements côtiers, la distribution des fréquences des âges <sup>14</sup>C suit une courbe fortement dissymétrique, avec un mode

entre 0 et 200 ans BP et une proportion décroissante d'âges anciens, jusqu'à plusieurs milliers d'années (Meldahl *et al.*, 1997). La sommation temporelle est plus longue sur les plateaux continentaux et surtout dans les plaines abyssales, où le rythme de production biologique dépasse fortement le taux de sédimentation très faible.

Selon la durée de la sommation temporelle, Kidwell & Bosence (1991) distinguent quatre types d'assemblages sub-fossiles autochtones (Fig. 2.5). L'assemblage de type "recensement écologique" correspond à une sommation temporelle nulle ou très faible, lorsque la communauté est enfouie brutalement sous le sédiment. L'assemblage sub-fossile est alors une représentation quasi-parfaite de la communauté d'origine. Il est cependant nécessaire que la couche sédimentaire déposée mesure plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur pour isoler l'assemblage des processus biostratinomiques et empêcher la remontée à la surface de l'endofaune mobile. Concrètement, ce type est rare. En réalité, les processus biostratinomiques et la sommation temporelle opèrent sur la plupart des assemblages autochtones, en particulier dans les zones côtières où la forte variabilité des conditions environnementales suffit à générer ces processus. L'assemblage est alors qualifié de "parautochtone". Lorsque les changements écologiques se produisent plus rapidement que le taux de sédimentation net, plusieurs assemblages parautochtones se succèdent sur une longue période de temps en un même endroit. L'assemblage "environnementalement condensé" peut par exemple se former sur un plateau continental au cours d'un cycle de transgression (Kidwell, 1989). L'assemblage "stratigraphiquement condensé" ne se forme qu'à l'échelle des temps géologiques.

### 2.2.3.2 Concordance vivant-mort

Les processus biostratinomiques combinés à la sommation temporelle aboutissent à une discordance finale entre la composition et la structure de l'assemblage fossile et celles de la communauté d'origine ("live-dead agreement", concordance vivant-mort ; Kidwell, 2002). La concordance vivant-mort varie inversement à la sommation temporelle : plus l'assemblage sub-fossile réside à l'interface eau-sédiment, plus il est susceptible d'incorporer des espèces allochtones et/ou de perdre des espèces autochtones par altération post-mortem, d'où une diminution de la concordance. Outre le filtrage des fluctuations écologiques à court-terme,

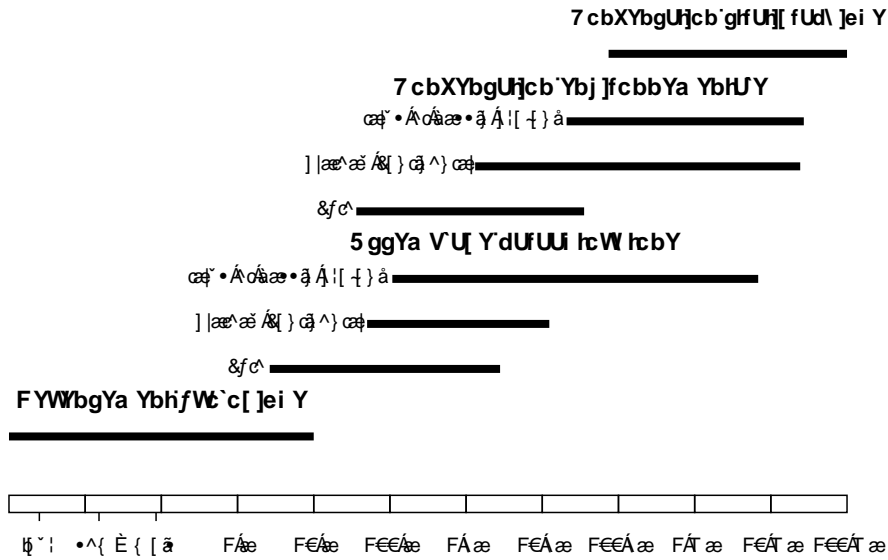


FIGURE 2.5 – Durée de la sommation temporelle, modifié d’après [Kidwell & Bosence \(1991\)](#)

l’autre conséquence de la sommation temporelle est qu’un assemblage sub-fossile contient, pour une même surface de prélèvement, un plus grand nombre d’espèces que la communauté dont il provient ([Kidwell, 2002](#)). A partir d’une comparaison méta-analytique de communautés et d’assemblages sub-fossiles de mollusques benthiques, Kidwell a montré que l’excès de richesse spécifique est en moyenne de 260 %. Dans le cas d’assemblages sub-fossiles issus d’estuaires et de plateaux continentaux, la similarité taxonomique est de  $89 \pm 3$  %, mesurée avec l’indice de Jaccard-Chao<sup>3</sup> ([Kidwell, 2007](#)). La concordance vivant-mort, en termes de rang occupé par les espèces, est de  $45 \pm 3$  % selon la méta-analyse statistique de [Kidwell \(2002\)](#), mesurée par l’indice de corrélation de rang de Spearman. Si elle n’est pas parfaite, la concordance vivant-mort est néanmoins significativement positive. Cela signifie que les espèces les plus abondantes dans une communauté le sont aussi dans un assemblage et que les espèces vivantes les plus rares le restent une fois fossilisées. Car conformément à la distribution des âges <sup>14</sup>C des coquilles d’assemblages sub-fossiles ([Meldahl et al., 1997](#)), les individus récemment morts, donc proches de la communauté dont ils émanent, sont dominants. En revanche, les juvéniles, pourtant plus abondants dans la communauté, sont sous-représentés dans le registre fossile car ils sont plus vulnérables aux altérations post-mortem ([Behrensmeier et al., 2005](#)). Cette perte est liée à une différence dans le degré et la nature de la biominéralisation

3. L’indice de Jaccard compare deux assemblages sur la base de la présence et de l’absence des espèces qui les composent (similarité taxonomique). [Chao et al. \(2005\)](#) ont modifié cet indice de manière à tenir compte de l’abondance relative de chaque espèce.

(dominance de l'aragonite et forte porosité) plutôt qu'à un effet de taille (Kidwell & Bosence, 1991).

#### 2.2.4 Foraminifères

Les foraminifères ont également fait l'objet d'études actuopaléontologiques. En revanche, celles-ci n'ont pas encore abouti à la mise au point de modèles théoriques similaires à ceux obtenus par l'étude des mollusques. La principale raison de cette lacune est le recours persistant en micropaléontologie à "l'assemblage total", autrement dit le comptage indifférencié des individus vivants et morts échantillonnés dans la Zone Taphonomiquement Active. Cette pratique, pourtant encore appliquée (voir les références citées par Diz & Francès, 2009 pour quelques exemples), ne permet pas de prendre en compte les caractéristiques propres aux assemblages sub-fossiles (processus biostratinomiques, sommation temporelle), et doit donc selon Murray (2000) être abandonnée. Compte tenu de sa simplicité d'utilisation, la technique la plus couramment utilisée pour distinguer les foraminifères vivants de ceux morts est la coloration au Rose Bengale. Bien que cette méthode ait été critiquée pour le fait que le cytoplasme d'un foraminifère peut persister dans le test plusieurs semaines après sa mort et induire un faux positif, elle est la méthode privilégiée pour son faible coût et reste malgré tout fiable (Murray & Bowser, 2000).

Les assemblages sub-fossiles de foraminifères sont affectés par les mêmes processus de formation que les mollusques. Quelques spécificités doivent néanmoins être mentionnées. Les tests de foraminifères morts sont soumis au transport hydrodynamique au même titre que les particules sédimentaires. Cependant ils diffèrent de ces dernières car ils sont creux et moins denses. Le transport par suspension est donc susceptible d'induire un transport des tests de foraminifères sur des dizaines voire des centaines de kilomètres, et affecte surtout les juvéniles et les espèces de petite taille (Murray, 2006 et références ci-incluses). Le transport peut être aussi indirect, dans le cas d'espèces fixées sur végétaux aquatiques (macroalgues et macrophytes) sont déracinés et transportés par les courants.

La destruction post-mortem des tests dépend du type de foraminifères considéré. Les foraminifères agglutinés possèdent un test composé de grains (agglutinat ; Debenay *et al.*, 1996)

maintenus entre eux par un ciment organique de nature variable selon les espèces. La dégradation bactérienne de ce ciment est en majeure partie responsable de la perte de ces formes dans le registre fossile (Murray, 2006), sauf dans les zones soumises à de forts taux de sédimentation ( $> 1 \text{ mm.a}^{-1}$ ; Alve, 1996). Les foraminifères hyalins et porcelanés, dont le test est composé de carbonate de calcium (Debenay *et al.*, 1996), sont quant à eux vulnérables aux processus chimiques de dissolution. Des tests de taphonomie expérimentale consistant à élever des foraminifères en milieu acide contrôlé pour identifier les espèces vulnérables ont été proposés notamment par Murray & Alve (1999). Cette approche est critiquable au sens où un assemblage fossile est le résultat de nombreux processus liés par des interactions complexes difficiles à recréer en laboratoire.

La bioturbation par la macrofaune endogée est un élément important de la perturbation des assemblages sub-fossiles de foraminifères. Le mélange du sédiment dans la Zone Taphonomiquement Active par la macrofaune est susceptible d'allonger artificiellement la durée de la sommation temporelle, en faisant remonter à la surface des éléments anciens (assemblage remanié) et à l'inverse en enfouissant des éléments récents dans des couches plus vieilles de la ZAT ("piped assemblage" ; Kidwell & Bosence, 1991). L'effet perturbateur de la bioturbation peut atteindre une vingtaine de centimètres de profondeur (Bouchet *et al.*, 2009). Il est compliqué par les migrations verticales de certaines espèces de foraminifères endogées.

## 2.3 Evolution des environnements côtiers silicoclastiques au cours de l'Holocène

La formation des assemblages de mollusques et de foraminifères fossiles s'effectue dans des environnements côtiers dynamiques dans l'espace et dans le temps. La morphologie actuelle des environnements côtiers silicoclastiques (Boyd *et al.*, 1992) est le résultat de l'interaction complexe entre plusieurs facteurs forçants ayant agi sur leur comblement au cours de l'Holocène. Chaumillon *et al.* (2010) ont réalisé une synthèse de travaux effectués sur de nombreux environnements côtiers français, et ont pu ainsi identifier ces facteurs forçants. La baie de Marennes-Oléron, dont sont issus les enregistrements sédimentaires étudiés dans cette

thèse, fait partie des environnements considérés dans la synthèse de [Chaumillon \*et al.\* \(2010\)](#). Il s'agit de côtes échanrées (vallées incisées et estuaires) soumises à des apports sédimentaires faibles. Les cas des côtes rectilignes (plages) et des environnements progradants (deltas) soumis à des apports sédimentaires élevés ([Boyd \*et al.\*, 1992](#)) ne seront pas discutés ici.

### 2.3.1 Facteurs de contrôle du comblement des vallées incisées et estuaires

#### 2.3.1.1 Niveau marin

A l'échelle géologique, les variations des apports sédimentaires et du niveau marin relatif contrôlent l'espace d'accommodation ([Posamentier & Allen, 1999](#)), c'est à dire "l'espace potentiellement disponible pour l'accumulation de sédiment" ([Jervey, 1988](#)). Lorsque le rythme de montée du niveau marin relatif est supérieur au rythme d'accumulation de sédiment, il en résulte une transgression qui se traduit par un recul du trait de côte vers le continent. A l'inverse, lorsque le rythme de montée du niveau marin relatif est inférieur à celui d'accumulation de sédiment, il en résulte une régression qui se traduit par une avancée du trait de côte vers l'océan ([Posamentier & Allen, 1999](#)). Dans le contexte de la période Holocène, les variations du niveau marin relatif constituent le paramètre de contrôle primordial du comblement des vallées incisées ([Chaumillon \*et al.\*, 2010](#)).

Ces variations du niveau marin relatif résultent de phénomènes eustatiques affectant le niveau absolu des océans, et de phénomènes isostatiques affectant celui des continents ([Mörner, 1996](#)). S'agissant d'un stade interglaciaire, l'Holocène se caractérise par une augmentation de la température terrestre, d'abord rapide entre 12 et 8 ka puis lente à partir de cette date ([Davis \*et al.\*, 2003](#)). Ce réchauffement est responsable de la fonte des inlandsis recouvrant les pôles pendant le dernier stade glaciaire pléistocène, et donc de l'augmentation du volume des océans. Ce phénomène, nommé glacio-eustatisme, s'accompagne dans une moindre mesure ([Mörner, 1996](#)) de l'effet de dilatation des masses d'eaux océaniques en cours de réchauffement (thermo-eustatisme). La contribution de l'isostatisme (mouvements continentaux) aux variations du niveau marin relatif sur la façade atlantique française est faible en comparaison des variations eustatiques ([Lambeck, 1997](#)). La fonte des inlandsis entraîne le soulèvement par compensation des continents auparavant affaissés sous les masses de glace. Le glacio-



isostatisme affecte principalement les zones recouvertes par les calottes pendant le Pléistocène (Paulson *et al.*, 2007), et concerne donc peu les côtes françaises. La zone d'étude pouvant être considérée comme tectoniquement stable à l'échelle des derniers millénaires (Lambeck, 1997), le tectono-eustatisme est lui aussi négligeable.

### 2.3.1.2 Hydrodynamisme

L'interaction entre les processus hydrodynamiques marins (marée, houle) et fluviaux (débit fluvial) et les apports sédimentaires associés agissent sur la dynamique sédimentaire dans les estuaires et déterminent ainsi la morphologie des environnements côtiers silicoclastiques (Boyd *et al.*, 1992). Un estuaire se divise en trois sections (Dalrymple *et al.*, 1992) :

- la section interne est dominée par les courants fluviaux. Elle correspond à une zone d'importation des sédiments fins terrigènes en suspension vers l'aval et à une zone d'accumulation de sédiments grossiers fluviaux.
- la section centrale se caractérise par l'interaction entre les courants fluviaux et les courants de marée. Il s'agit d'une zone de dépôt de sédiments fins.
- la section externe est dominée par les courants marins de houle et/ou de marée. Elle correspond à une zone d'importation des sédiments grossiers marins vers l'amont.

Trois types morphologiques d'estuaires peuvent être distingués en fonction du rapport houle/marée (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Fig 2.6) :

**Estuaires dominés par la houle** : la section externe de l'estuaire est caractérisée par des systèmes d'îles barrières ou de flèches sableuses construites par l'action de la houle. La communication avec l'océan se fait au travers d'embouchures tidales avec des deltas de flot et de jusant caractéristiques. La section centrale de l'estuaire étant protégée de la houle, l'hydrodynamisme est réduit et autorise le dépôt des sédiments fins terrigènes. Dans la section interne, les dépôts fluviaux progradent vers l'aval et forment un delta de fond de baie. Le bassin d'Arcachon est un exemple d'estuaire dominé par la houle (Féniès *et al.*, 2010). Les lagunes, très fréquentes sur le pourtour méditerranéen, correspondent à un cas particulier d'estuaires dominés par la houle pour lequel l'influence fluviale est négligeable (Boyd *et al.*, 1992).

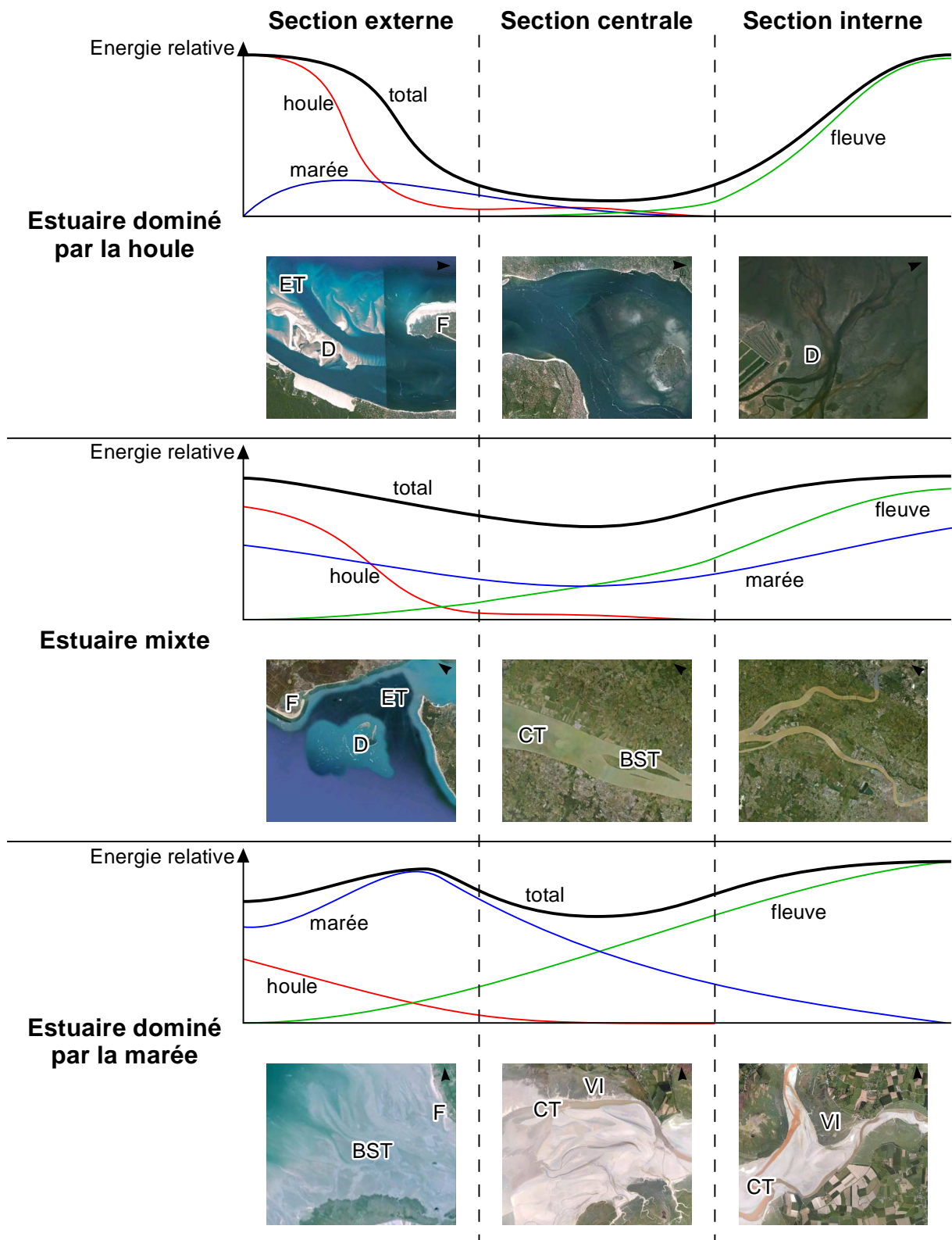


FIGURE 2.6 – Influence des conditions hydrodynamiques sur la morphologie des estuaires. BST : bancs de sable tidaux, CT : chenal tidal, D : delta, ET : embouchure tidale, F : flèche sableuse, VI : vasière intertidale. Modifié d'après Dalrymple *et al.* (1992).

**Estuaires mixtes** : les flèches sableuses et les deltas de flot et de jusant subsistent dans la section externe mais sont réduits du fait des courants de marée plus forts. La section centrale présente une forme en entonnoir caractéristique, où les dépôts de sédiments fins terrigènes s'accompagnent de bancs de sable formés par les courants de marée. Dans la section interne, ces courants de marée limitent la formation du delta de fond de baie qui correspond alors à un ensemble de bancs sableux séparés par des chenaux. L'estuaire de la Gironde est un exemple d'estuaire mixte (Allen & Posamentier, 1993).

**Estuaires dominés par la houle** : les deltas de flot et de jusant de la section externe sont remaniés par les courants de marée sous forme de bancs sableux allongés. Les sections centrale et interne sont dominées par de larges vasières intertidales (slikke et schorre). Le chenal fluvial principal présente une forme rectiligne en entonnoir dans la section centrale et méandrique dans la section interne. La baie du Mont Saint-Michel est un exemple d'estuaire dominé par la marée (Tessier *et al.*, 2010).

De manière générale, la section externe est dominée par l'érosion principalement liée aux courants de houle alors que les sections centrale et interne sont en comblement, excepté dans les chenaux fluviaux et de marée. Outre la morphologie des environnements côtiers, l'hydrodynamisme agit aussi sur le potentiel de préservation des corps sédimentaires (Chaumillon *et al.*, 2010 et références ci-incluses). Dans les environnements dominés par la houle, les dépôts sédimentaires dans les sections centrale et interne sont potentiellement exposés au ravinement par la houle. Leur préservation dépend de la protection par les îles barrières ou les flèches sableuses, dont la formation est contrôlée principalement par le climat de houle (par ex. Allard *et al.*, 2008a). Dans les environnements mixtes, le ravinement tidal amplifié dans les chenaux de marée de la section centrale érode le comblement sédimentaire qui peut être localement réduit ou absent. Dans les environnements dominés par la marée, le marnage contrôle l'espace d'accommodation à l'échelle d'un cycle de marée. Il détermine donc la profondeur à partir de laquelle le ravinement tidal agit (Tessier *et al.*, 2010).

### 2.3.1.3 Substratum rocheux

La topographie du substratum rocheux des vallées incisées dans lesquelles s'inscrivent les estuaires joue un rôle complexe sur leur comblement. Le cas des fjords et des rias caractéristiques des côtes rocheuses escarpées ne sera pas discuté ici. [Chaumillon \*et al.\* \(2010\)](#) distinguent deux configurations :

**Estuaires de côtes dépositionnelles** : il s'agit d'estuaires pour lesquels le substratum rocheux est progressivement recouvert par des sédiments meubles. Dans ce cas, le contrôle par la topographie du substratum est prépondérante au début de l'Holocène mais diminue au fur et à mesure du comblement de la vallée incisée. Le bassin d'Arcachon et l'estuaire de la Seine, où aucun affleurement rocheux n'émerge actuellement du comblement sédimentaire, en sont deux exemples ([Féniès \*et al.\*, 2010](#) ; [Tessier \*et al.\*, 2010](#)).

**Estuaires de côtes rocheuses** : ils constituent un intermédiaire entre les estuaires de côtes dépositionnelles et les rias ou fjords, au sein desquels le substratum rocheux reste en partie exposé, même une fois le comblement achevé. Dans ce cas, le contrôle par la topographie du substratum rocheux agit tout au long de l'Holocène. La baie de Marennes-Oléron et plus généralement les Pertuis Charentais sont des exemples d'estuaires de côtes rocheuses ([Chaumillon & Weber, 2006](#) ; [Chaumillon \*et al.\*, 2008b](#)).

Pour ces deux configurations d'estuaires, la topographie du substratum agit principalement sur leur morphologie, sur l'hydrodynamisme, et donc sur la distribution des faciès sédimentaires. La présence d'affleurements rocheux peut faciliter ou au contraire empêcher le développement des barrières sableuses dans les estuaires dominés par la houle. La topographie du substratum peut contraindre la position des chenaux de marée et le transport sédimentaire associé. Elle peut aussi déterminer l'espace d'accommodation à une échelle locale.

### 2.3.1.4 Apports sédimentaires

Les estuaires sont soumis à des apports sédimentaires mixtes, d'origine marine et continentale. Les apports continentaux dépendent en premier lieu de la charge sédimentaire propre à chaque système fluvial. Cette charge sédimentaire peut varier au cours du temps en fonction du climat et des activités humaines. Les variations de précipitations, qui contrôlent directe-

ment la charge sédimentaire d'un fleuve, varient à l'échelle saisonnière (crues et étiages) mais également en fonction de changements climatiques à plus longue fréquence (Pauling *et al.*, 2006). Les activités humaines peuvent aussi bien diminuer cette charge, par la présence de puits sédimentaires créés artificiellement le long du réseau hydrographique (barrages), que l'augmenter en accélérant l'érosion des sols (agriculture, déforestation ; Syvitski *et al.*, 2005). Les apports sédimentaires marins dépendent des conditions hydrodynamiques. Les variations du climat de houle contrôlent les apports côtiers en sable (par ex. Allard *et al.*, 2008a). Les activités humaines tels que les dragages ou l'extraction de granulats sont également susceptibles de faire varier les apports sédimentaires d'origine marine.

### 2.3.2 Evolution du comblement des vallées incisées et estuaires pendant l'Holocène

Les variations du niveau marin relatif constituent le paramètre de contrôle primordial du comblement des vallées incisées pendant l'Holocène (Chaumillon *et al.*, 2010 et références ci-incluses). Qu'elles aient été obtenues par modélisation des processus iso- et eustatiques (Lambeck, 1997) ou par datations  $^{14}\text{C}$  de marqueurs anciens de la position du trait de côte (Ters, 1986), les courbes de variations du niveau marin relatif à l'Holocène disponibles pour la zone d'étude montrent deux phases majeures<sup>4</sup>. Entre 11.7 et 7 ka environ, le niveau marin relatif moyen s'élève d'environ -60 à -5 m, soit un rythme d'environ  $10 \text{ mm.a}^{-1}$ . Ce rythme de montée diminue à moins de  $1 \text{ mm.a}^{-1}$  à partir de cette date. Mörner (1996) considère que la première phase reflète la contribution prépondérante du glacio-eustatisme résultant de la fonte des inlandsis. La seconde phase correspond à une redistribution des masses d'eaux océaniques, qui pourrait expliquer la légère accélération du rythme de remontée du niveau marin observée par Ters (1986) entre 6 et 4 ka (Fig. 2.7).

---

4. Les données originales ayant servi à construire la courbe de Ters (1986) représentée en figure 2.7 ont été réinterpolées avec un lissage "spline" (Hastie & Tibshirani, 1990) à 7 degrés de liberté afin de rectifier l'interprétation originale de l'auteur qui néglige ou privilégie sans justification certaines valeurs, et afin également de calculer les vitesses de montée du niveau marin relatif.

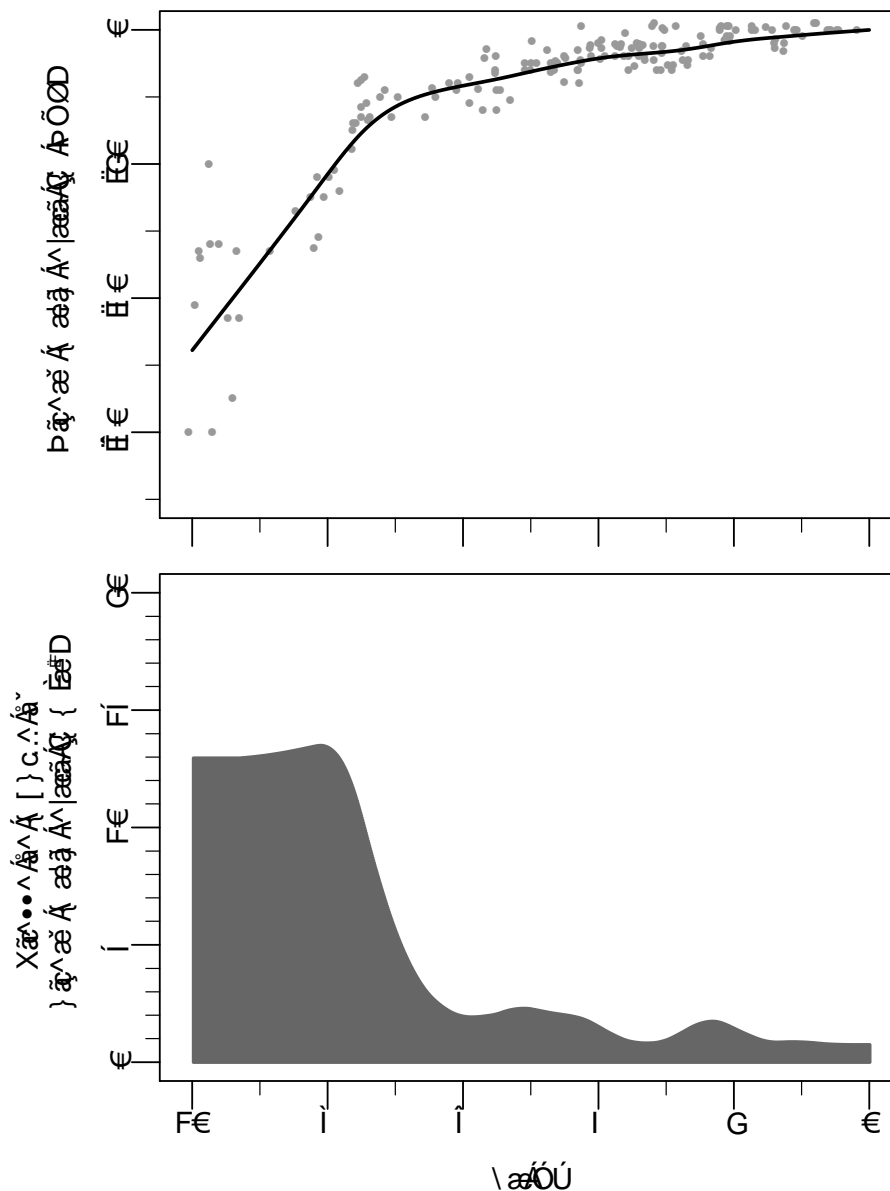


FIGURE 2.7 – Variations du niveau marin relatif le long de la côte atlantique française, et vitesses de remontée depuis 10 ka BP. Modifié d'après [Ters \(1986\)](#).

### 2.3.2.1 De 11.7 à 6 ka : Cortège de Dépôts Transgressifs

Entre 11.7 et 6 ka environ, la montée rapide du niveau marin relatif masque l'influence des autres facteurs forçants pouvant agir sur le comblement des vallées incisées. Ce rythme de montée ayant été supérieur au rythme d'accumulation de sédiment, il en a résulté une transgression se traduisant par une rétrogradation du trait de côte vers le continent ([Posamentier & Allen, 1999](#)). L'ennoiement des vallées incisées s'accompagne de la mise en place d'un Cortège de dépôts Transgressifs ("Transgressive Systems Tract", TST ; [Zaitlin et al., 1994](#)) qui prograde de l'océan vers le continent. Le TST repose sur des corps sédimentaires d'origine

fluviale déposés pendant la période de bas niveau marin du dernier stade glaciaire pléistocène ("Lowstand Systems Tract", LST).

### 2.3.2.2 De 6 ka à aujourd'hui : Cortège de Dépôts de Haut niveau marin

Le toit du TST est marqué par une surface d'inondation maximale ("Maximum Flooding Surface", MFS), qui correspond au moment où l'océan pénètre le plus profondément possible dans les terres. Datée généralement entre 8 et 6 ka, elle coïncide avec le point d'inflexion de la courbe de variations du niveau marin relatif (Fig. 2.7). A partir de ce moment, le rythme de montée du niveau marin relatif diminue par rapport à celui de l'accumulation de sédiment. La régression résultant d'une réduction de l'espace d'accommodation se traduit par une progradation du trait de côte vers l'océan (Posamentier & Allen, 1999). La mise en place de ce Cortège de dépôts de Haut Niveau marin ("Highstand Systems Tract", HST) au dessus du TST est contrôlée en priorité par l'hydrodynamisme, les changements climatiques et les activités humaines plutôt que par le glacio-eustatisme. Cette régression correspond au développement de systèmes de vasières intertidales, de marais salés et de tourbières dans les dépressions littorales auparavant envahies par la mer (par ex. Clavé *et al.*, 2001).

La progradation du trait de côte est ralentie entre 3 et 2 ka, à la faveur d'une période de réinvasion marine. Bien que certains auteurs aient attribué ce court épisode transgressif à une augmentation du niveau marin relatif (Ters, 1986 ; Fig. 2.7), il est plus vraisemblablement lié à une instabilité climatique d'origine solaire (van Geel *et al.*, 1996), à l'origine d'une intensification de la houle et des tempêtes. Celle-ci est enregistrée différemment selon les environnements. Dans la baie du Mont St-Michel, ce changement climatique est responsable d'intrusions marines dans les marais consécutives à la destruction des cordons littoraux (Billeaud *et al.*, 2009). Dans le bassin d'Arcachon, il est à l'inverse responsable de la formation d'une flèche sableuse caractéristique d'un estuaire dominé par la houle (Allard *et al.*, 2009).

A partir de 2 ka, la progradation du trait de côte reprend, et l'impact des activités humaines sur les environnements côtiers s'intensifie. Le comblement des marais littoraux est accéléré à partir du Moyen-Age par la poldérisation et l'endiguement (par ex. Pontee *et al.*, 1998). Le comblement sédimentaire est également contrôlé par des fluctuations climatiques

haute-fréquence observées à cette période (Chaumillon *et al.*, 2010 et références ci-incluses), en lien avec des variations de l'activité solaire (Reimer *et al.*, 2009). L'alternance de périodes froides et chaude est attestée par de nombreux enregistrements paléoclimatiques. A l'échelle du dernier millénaire, l'opposition généralement faite entre l'Optimum Climatique Médiéval chaud et le Petit Age Glaciaire froid semble en réalité hautement variable à l'échelle régionale (Ljungqvist *et al.*, 2010). La tendance climatique naturelle est interrompue à partir de 1850 environ par un réchauffement d'origine anthropique (Fig. 2.8). Les interactions homme – climat étant complexes, il devient difficile de quantifier l'influence relative de ces deux paramètres sur l'évolution des environnements côtiers au cours des derniers siècles (Sorrel *et al.*, 2009).

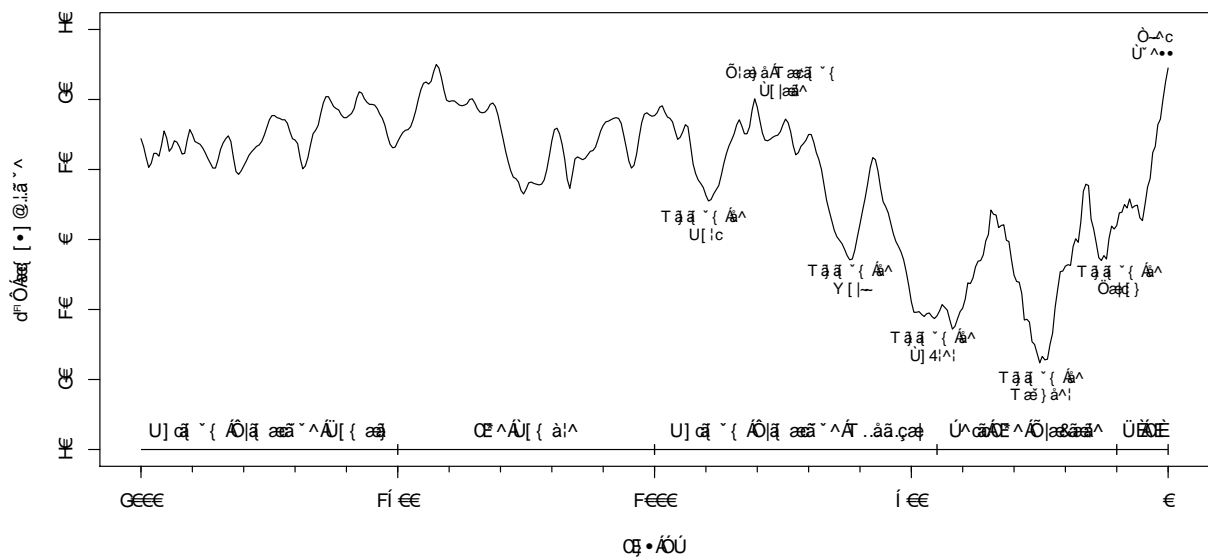


FIGURE 2.8 – Fluctuations du  $\delta^{14}\text{C}$  atmosphérique, illustrant les variations de l'activité solaire et donc du climat depuis 2000 ans BP. L'échelle des ordonnées est inversée, les valeurs positives indiquant une tendance au refroidissement (activité solaire faible) et les valeurs négatives au réchauffement. Noter l'effet Suess à partir de 100 ans BP, lié à la combustion de matière organique fossile (charbon, pétrole) exempt de  $^{14}\text{C}$ .

## 2.4 Paléoécologie holocène : apports des mollusques et des foraminifères

### 2.4.1 Historique

De nombreux taxons sont susceptibles d'être fossilisés dans les comblements sédimentaires holocènes des environnements côtiers (Boucot, 1981). Les mollusques et les foraminifères



êtres ont été choisis comme modèles d'étude de cette thèse car ils présentent des intérêts et des faiblesses complémentaires qui justifient leur utilisation conjointe. En vertu du principe d'uniformitarisme, les connaissances sur l'écologie des espèces sont le prérequis nécessaire à la description des paléoenvironnements. L'utilisation des mollusques dans la reconstitution des changements environnementaux holocènes dans les zones côtières est aussi ancienne que les travaux taxonomiques qui leur sont consacrés. En 1838, Smith décrit une faune d'affinité arctique dans des dépôts marins émergés en Grande-Bretagne. La synthèse taxonomique de Jeffreys (1862), bien que surtout basée sur l'observation des espèces actuelles, comporte ainsi de nombreuses références à ces formations pléistocènes riches en mollusques fossiles.

L'utilisation des foraminifères en tant que marqueurs des changements environnementaux holocènes en milieu côtier est plus récente (Martin, 2000 ; Scott *et al.*, 2001 ; Murray, 2006). Les taxonomistes du XIX<sup>ème</sup> siècle qui se sont intéressés aux foraminifères ont eu recours à des fossiles plus anciens que dans le cas des mollusques (Sherborn, 1888 : du Carbonifère à l'actuel). Cet intérêt pour les foraminifères anciens s'est poursuivi au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, notamment avec le développement de la biostratigraphie appliquée à la recherche pétrolière (Cushman, 1928). En contrepartie, les connaissances sur la biologie et l'écologie de ces organismes sont plus récentes (après 1950, voir les références citées par Murray, 2006) et donc moins bien uniformisées que dans le cas des mollusques. Malgré cette lacune, les foraminifères représentent une part croissante de la littérature consacrée à l'Holocène depuis les dernières décennies. La base de données bibliographiques Scopus (Elsevier) a été utilisée pour estimer le nombre de publications consacrées à l'utilisation des foraminifères dans des enregistrements sédimentaires holocènes, avec l'équation de recherche "Holocene AND foraminif\*". Dans le cas des mollusques, l'équation de recherche est "Holocene AND mollus\* NOT lake NOT peat NOT river", pour exclure les milieux continentaux (lacs, tourbières, rivières). Pour chaque année entre 1980 et 2009, ces deux valeurs ont été mises en rapport avec le nombre de publications consacrées à l'Holocène, renvoyé par l'équation de recherche "Holocene". La proportion de publications sur les foraminifères holocènes varie entre 1980 et 2009 de 3.5 à 6 % en moyenne (Fig. 2.9), alors que la proportion de travaux impliquant les mollusques stagne autour de 2 % pendant la même période.

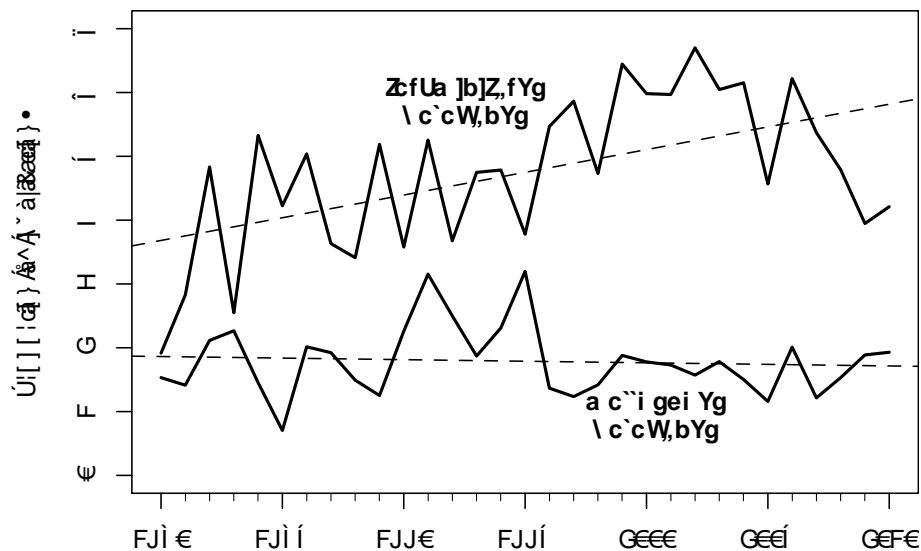


FIGURE 2.9 – Proportion de publications consacrées aux foraminifères et aux mollusques dans le contexte de l'Holocène (base de données Scopus, Elsevier).

## 2.4.2 Avantages et faiblesses des mollusques et des foraminifères

### 2.4.2.1 Abondance dans le sédiment : avantage des foraminifères

Les enregistrements sédimentaires holocènes sont classiquement extraits avec un carottier, dont le diamètre est de quelques centimètres (par ex. 10 cm pour le carottier à piston stationnaire Kullenberg). Pour une surface d'échantillonnage qui n'excède donc généralement pas 100 cm<sup>2</sup>, la quantité de mollusques de taille centimétrique est très faible en comparaison de la quantité de foraminifères de taille micrométrique. Il est nécessaire, pour obtenir une estimation fiable de la composition et de la structure d'un assemblage fossile, de compter et d'identifier environ 300 individus (voire plus selon la précision désirée ; [Patterson & Fishbein, 1989](#)). Pour les foraminifères, ce seuil peut être atteint en prélevant un petit volume de sédiment, 50 cm<sup>3</sup> pouvant généralement contenir plusieurs dizaines voire centaines d'individus ([Scott et al., 2001](#)). Pour les mollusques, la surface échantillonnée peut être augmentée en réalisant plusieurs carottages adjacents, à condition que les contraintes budgétaires et logistiques le permettent. Malgré la sommation temporelle qui fait que les assemblages sub-fossiles contiennent plus d'individus que les communautés (800 % en moyenne ; [Kidwell, 2002](#)), et même dans le cas des assemblages condensés riches en restes fossiles ([Kidwell & Bosence, 1991](#)), le seuil de 300 individus est difficilement atteignable. Dès lors, seules les fréquences des

espèces les plus abondantes sont correctement représentées (Patterson & Fishbein, 1989).

#### 2.4.2.2 Sensibilité écologique : avantage des foraminifères

La plupart des mollusques vivants dans les environnements côtiers sont euryèces, c'est-à-dire capables de supporter les larges fluctuations des paramètres abiotiques imposées par ces milieux dynamiques (par ex. Hily, 1976 ; Sauriau *et al.*, 1989). La profondeur et la nature des fonds sont les deux principaux facteurs qui contrôlent la composition et la structure des communautés de mollusques (Thorson, 1957 ; Tebble, 1966 ; Hily, 1976 ; Sauriau *et al.*, 1989). Ces deux caractéristiques limitent leur intérêt en tant qu'espèces indicatrices. Les foraminifères sont des indicateurs écologiques plus performants grâce notamment à leur cycle de vie court (quelques mois), une grande variété de modes de vie et des préférences écologiques plus étroites (espèces sténoèces ; Debenay *et al.*, 1996). Outre la profondeur et la nature des fonds (sédiment, végétaux), la salinité, la matière organique ou l'oxygène sont les principaux paramètres de contrôle des communautés de foraminifères benthiques (Debenay *et al.*, 1996). Compte tenu de leur petite taille, la présence de microhabitats peut générer une grande variabilité dans la structure des communautés. Dans le cas d'espèces épiphytes, cette variabilité se manifeste à l'échelle d'un estran (Kitazato, 1988) voire d'une seule macrophyte (entre les racines et les feuilles ; Langer, 1993).

### 2.4.3 Exemples d'application

#### 2.4.3.1 Mollusques

La faible sensibilité écologique des mollusques et leur faible abondance dans les enregistrements sédimentaires holocènes jouent en leur défaveur en tant que marqueurs des changements environnementaux côtiers. Néanmoins, il existe plusieurs domaines d'application dans lesquels les mollusques fossiles sont utiles.

**Niveau marin relatif et salinité** : les assemblages de mollusques fossiles ont été peu utilisés pour la reconstitution des paléoenvironnements côtiers holocènes et souvent en complément de la micropaléontologie (par ex. Borrego *et al.*, 1999 ; Bernasconi *et al.*, 2006). Dans la grande majorité des cas, les travaux mettent en évidence l'impact prépondérant de la montée

du niveau marin relatif entre 11.7 et 7 ka BP et les variations de salinité associées. Selon la géomorphologie locale, la transgression holocène est responsable de la transition depuis des assemblages dulçaquicoles (Ivanova *et al.*, 2007) ou estuariens (Taldenkova *et al.*, 2005 ; Zinke *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2008b) vers des assemblages marins. Comme dans le cas de la température, les reconstitutions de paléo-niveaux marins quantitatives sont peu précises (Negri, 2009). Sur la côte atlantique française, le mollusque sténobathe *Scrobicularia plana*, typique de l'estran supérieur, a été utilisé comme marqueur d'anciens niveaux marins holocènes (Gruet *et al.*, 1992 ; Allard *et al.*, 2008b). Malgré une marge d'erreur de plusieurs mètres, les résultats concordent dans les deux cas avec les courbes de variations de niveau marin de la façade atlantique française (partie 2.3.2, page 26).

**Datations  $^{14}\text{C}$**  : depuis les années 1980, la méthode la plus couramment utilisée pour réaliser des datations  $^{14}\text{C}$  est la méthode AMS (Accelerator Mass Spectrometry). D'une grande précision, elle consiste à mesurer la proportion d'isotopes  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon à dater et ne nécessite que quelques milligrammes de carbone<sup>5</sup>. S'il est donc possible de dater des foraminifères, il est néanmoins nécessaire d'en collecter plusieurs dizaines voire milliers afin d'obtenir la quantité de carbonate de calcium suffisante pour garantir une précision satisfaisante (au moins 20 mg). Concrètement, les mollusques sont beaucoup plus fréquemment utilisés (par ex. Colman *et al.*, 2002) puisque quelques coquilles suffisent pour dépasser largement cette limite de 20 mg.

Des précautions doivent cependant être prises dans le choix des coquilles. Elles appartiennent souvent à des espèces de grande taille, à coquille épaisse et renforcée, comme *Dentalium* sp. (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Chaumillon & Weber, 2006) ou *Turritella communis* (Mokkedem *et al.*, 2007). Ces coquilles peu vulnérables à la destruction post-mortem peuvent subsister plusieurs siècles voire millénaires avant d'être définitivement enfouies dans le sédiment (Meldahl *et al.*, 1997 ; partie 2.2.3.1, page 16). Il existe donc potentiellement un risque de commettre une erreur en datant ces restes, avec des conséquences négatives sur l'interprétation stratigraphique et paléoenvironnementale finale. Pour réduire ce risque, Fujiwara *et al.* (2004) conseillent de choisir des coquilles dans un bon état de préservation et écologiquement com-

---

5. L'autre méthode, dite radiométrique, consiste à mesurer l'émission de particules  $\alpha$  et  $\beta$  liée à la désintégration de l'isotope instable  $^{14}\text{C}$ . Elle est moins précise, et nécessite plusieurs grammes de carbone

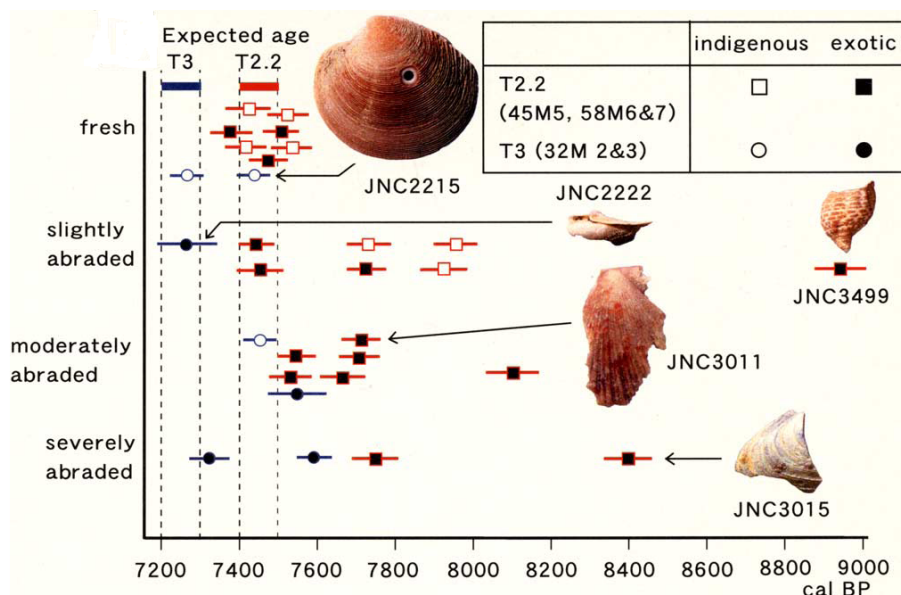


FIGURE 2.10 – Relation entre la préservation des coquilles de mollusques et leur âge  $^{14}\text{C}$  dans deux tsunamites holocènes T3 et T2.2 (Fujiwara *et al.*, 2004). L'écart entre les âges  $^{14}\text{C}$  et les âges réels des deux tsunamites augmente avec la dégradation des restes de mollusques.

patibles avec l'environnement de dépôt. En revanche, ces auteurs n'ont pas pris en compte la susceptibilité biostratigraphique qui varie selon les mollusques (partie 2.2.2.3, page 15). En suivant la logique taphonomique (Behrensmeier *et al.*, 2005), les coquilles appartenant à des espèces de petite taille, ayant une coquille fine, sans structures de renforcement (côtes, tubercules, épines) et si possible riche en aragonite, sont plus fragiles et donc plus sensibles aux altérations et au remaniement. Les genres *Abra*, *Nucula*, *Mysella* ou *Mytilus* remplissent ces critères. Il paraît judicieux de les choisir pour dater les enregistrements sédimentaires côtiers holocènes, à condition bien sûr de respecter les critères écologiques et taphonomiques (Fujiwara *et al.*, 2004).

**Sclérochronologie** : de nombreuses structures biominérales se forment par incréments à l'origine de stries de croissance. La sclérochronologie est l'étude de ces stries et des processus qui sont à l'origine de leur formation (Schöne & Surge, 2005). Elle est devenue dans les dernières années une discipline particulièrement prometteuse dans le domaine de la paléoclimatologie, la biominéralisation étant un processus principalement contrôlé par la température du milieu (Schöne & Surge, 2005). Elle permet d'accéder à des variations environnementales haute-fréquence, à l'échelle annuelle, saisonnière voire même journalière (Lartaud *et al.*, 2006). Les mollusques sont l'un des modèles privilégiés en sclérochronologie, certaines espèces de

bivalves vivant jusqu'à plusieurs siècles (par ex. *Arctica islandica* ; Butler *et al.*, 2010).

La mesure des stries de croissance sert de base à l'établissement de chronologies absolues. Elle est complétée par des analyses : **isotopiques** : en milieu océanique, le signal donné par les isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  est corrélé avec la température de surface (Schöne *et al.*, 2005). En milieu côtier en revanche, les fluctuations de salinité du milieu peuvent modifier ces rapports isotopiques dans les coquilles de mollusques et compliquer l'interprétation paléoclimatiques (Lartaud *et al.*, 2010). Les mesures étant effectuées sur échantillons discrets (microperçage puis collecte du carbonate de calcium), il est nécessaire d'en réaliser un très grand nombre pour obtenir un signal de bonne résolution (par ex. 1051 mesures pour 39 ans de croissance pour Schöne *et al.*, 2005). **élémentaires** : les éléments traces présents dans le milieu peuvent être incorporés pendant le processus de biominéralisation. Les cations  $\text{Me}^{2+}$ , qui se substituent au  $\text{Ca}^{2+}$ , sont les plus fréquemment utilisés et permettent de reconstituer une plus grande gamme de paramètres environnementaux que les isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  (Sr et Mg : température, salinité ; Ba : productivité primaire ; Mn : turbidité ; Cd, Pb, Zn, *etc...* : apports anthropiques ; Barats, 2006 et références ci-incluses). Les mesures sont également effectuées sur échantillons discrets. Le carbonate de calcium est collecté par ablation laser (LA-ICP-MS), ce qui réduit la taille du prélèvement. Le développement très récent du LA-ICP-MS à prélèvements multiples (LA-MC-ICP-MS ; Woodhead *et al.*, 2005) diminue cette taille à 10  $\mu\text{m}$ , ce qui autorise un enregistrement pseudo-continu.

#### 2.4.3.2 Foraminifères

**Reconstitutions paléoenvironnementales** : les foraminifères sont utilisés pour reconstituer la succession des paléoenvironnements dans les environnements côtiers. Comme dans le cas des mollusques, la montée du niveau marin relatif au cours de l'Holocène est le premier paramètre mis en évidence dans ces études (Alday *et al.*, 2006 ; Cearreta *et al.*, 2007 ; Morigi *et al.*, 2005 ; Taldenkova *et al.*, 2005). La comparaison de ces travaux est difficile, car des interprétations paléoécologiques différentes et parfois contradictoires d'une même espèce peuvent être rencontrées, du fait des spécificités de chaque environnement. Idéalement les reconstitutions paléoenvironnementales réalisées avec les foraminifères devraient être complétées par

des études actualistes pour tenir compte de ces variations écologiques locales (Debenay *et al.*, 1996).

**Niveau marin** : les foraminifères vivant dans les schorres (marais littoraux, "salt marshes") sont largement reconnus en tant qu'indicateurs de paléo-niveaux marins (Scott & Medioli, 1978 ; Leorri *et al.*, 2008). La distribution des communautés foraminifères dans les zones intertidales est majoritairement contrôlée par les durées d'exondation et d'inondation (balancement des marées) et donc par leur position verticale sur l'estran. Scott & Medioli (1978) ont ainsi décrit une communauté monospécifique à *Jadammina macrescens* vivant sous le niveau des hautes mers de vives eaux. Ils ont ainsi suggéré qu'il était possible de resituer ce niveau par l'étude des assemblages fossiles avec une précision de  $\pm 5$  cm. De nombreuses études ont depuis montré que d'autres paramètres environnementaux influencent aussi la distribution des foraminifères dans les schorres, notamment la salinité, le pH, la teneur en matière organique ou en argiles (Horton & Edwards, 2006 ; Fatela *et al.*, 2009).

La reconstitution des paléoniveaux marins à partir des foraminifères repose sur l'utilisation de fonctions de transfert multivariées et se déroule en deux étapes. Le principe d'une fonction de transfert paléoécologique consiste à décrire mathématiquement les relations existant actuellement entre des espèces et un paramètre quantitatif, puis à déduire les valeurs de ce paramètre à partir des assemblages fossiles (Guiot & de Vernal, 2007). La première étape consiste donc à développer la fonction de transfert. Les communautés et/ou les assemblages sub-fossiles sont échantillonnés dans une série de stations généralement distribuées sur le schorre le long d'un transect (par ex. Szkornik *et al.*, 2006). L'altitude des stations est également déterminée par mesures GPS ou par triangulation (Leorri *et al.*, 2010). La performance de la fonction de transfert ainsi développée est estimée par l'écart moyen entre l'altitude mesurée et l'altitude prédite par les assemblages ("Root Mean Squared Error of Prediction"), qui dans les meilleurs cas n'excède pas 10 cm (Leorri *et al.*, 2010 ; Szkornik *et al.*, 2006). La seconde étape consiste à décrire les assemblages de foraminifères fossiles extraits de carottes de sédiment obtenues dans les mêmes marais littoraux. La chronologie de dépôt est généralement déterminée par des datations au  $^{210}\text{Pb}$  ou  $^{137}\text{Cs}$  pour les 120 dernières années (par ex. (Leorri *et al.*, 2008) complétées ensuite par des datations  $^{14}\text{C}$  pour les périodes plus anciennes. La

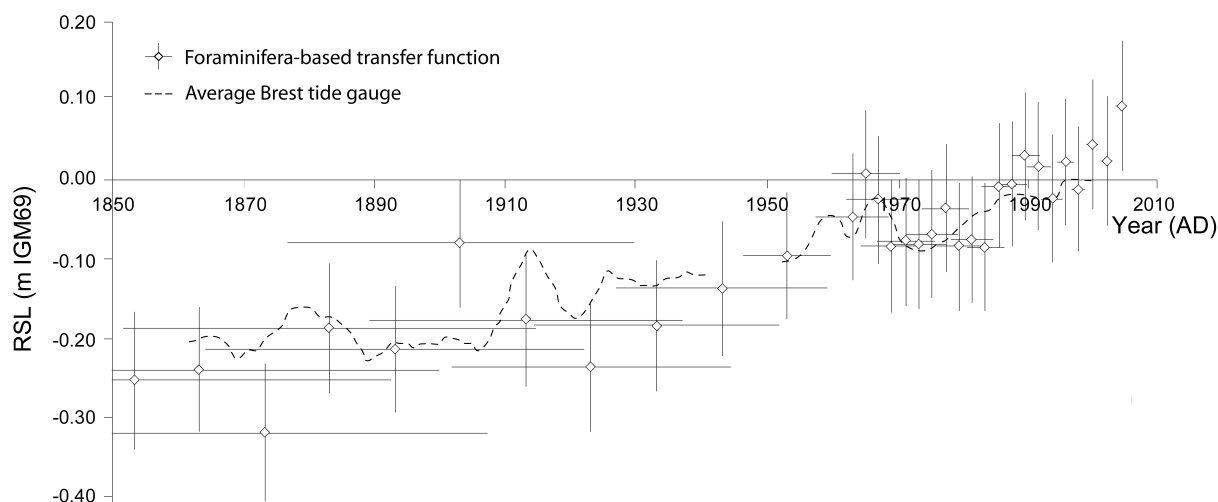


FIGURE 2.11 – Evolution du niveau marin relatif après application d'une fonction de transfert aux foraminifères d'un schorre du Golfe du Morbihan (Rossi *et al.*, soumis). Noter la correspondance avec l'enregistrement marégraphique de Brest.

fonction de transfert est alors appliquée aux assemblages fossiles pour décrire l'évolution de la paléo-altitude du marais. Les courbes obtenues montrent une corrélation satisfaisante avec les enregistrements marégraphiques historiques (par ex. Rossi *et al.*, soumis ; Fig. 2.11). Néanmoins, les irrégularités des enregistrements sédimentaires (hiatus de sédimentation : Horton & Edwards, 2006 ; dépôts de tempêtes : Horton *et al.*, 2009 ; tremblements de terre : Cundy *et al.*, 2000) et les biais de préservation des foraminifères agglutinés dans le sédiment (de Rijk & Toelstra, 1999) génèrent parfois des erreurs dans la reconstitution du niveau marin.

**Impacts anthropiques** : les foraminifères offrent également la possibilité de reconstituer les changements environnementaux engendrés par les activités humaines. L'augmentation de la production primaire dans les zones côtières eutrophisées provoque une diminution de la teneur en oxygène du milieu (hypoxie voire anoxie) du fait d'une plus grande demande biologique en oxygène. Ces changements sont mis en évidence par des espèces de foraminifères tolérantes à l'hypoxie temporaire ou permanente (Gooday *et al.*, 2009 ; Karlsen *et al.*, 2000 ; Osterman, 2003). Ainsi Osterman (2003) propose pour le Golfe du Mexique un indice d'hypoxie basé sur l'abondance cumulée de trois espèces (PEB : *Pseudononion*, *Epistominella*, *Buliminella*). Les rejets de stations d'épuration (Matthews *et al.*, 2005) ou d'industries papetières (Schafer *et al.*, 1991) produisent les mêmes effets sur les foraminifères. Dans ce cas, l'augmentation de la demande biologique en oxygène résulte d'une intensification de la dégradation



bactérienne de la matière organique rejetée. Les effets de la contamination métallique d'origine industrielle ont été également décrits (Elberling *et al.*, 2003, Irabien *et al.*, 2008, Pascual *et al.*, 2002, Ruiz *et al.*, 2009, Scott *et al.*, 2005). Les effets de l'exposition aux métaux sur les foraminifères sont rarement expliqués. Nigam *et al.* (2006) préconisent de recourir à des expériences en milieu contrôlé pour déterminer le seuil de tolérance des foraminifères exposés à ces polluants, et surtout pour comprendre leur réponse physiologique.

## Chapitre 3

### Zone d'étude

## 3.1 Contexte général

### 3.1.1 Géographie et géologie

Les Pertuis Charentais se situent sur la façade atlantique française, le long du golfe de Gascogne. Cette région d'environ 450 km<sup>2</sup> se situe au nord du Bassin Aquitain, à la limite du Massif Armoricaïn (Fig. 3.1).

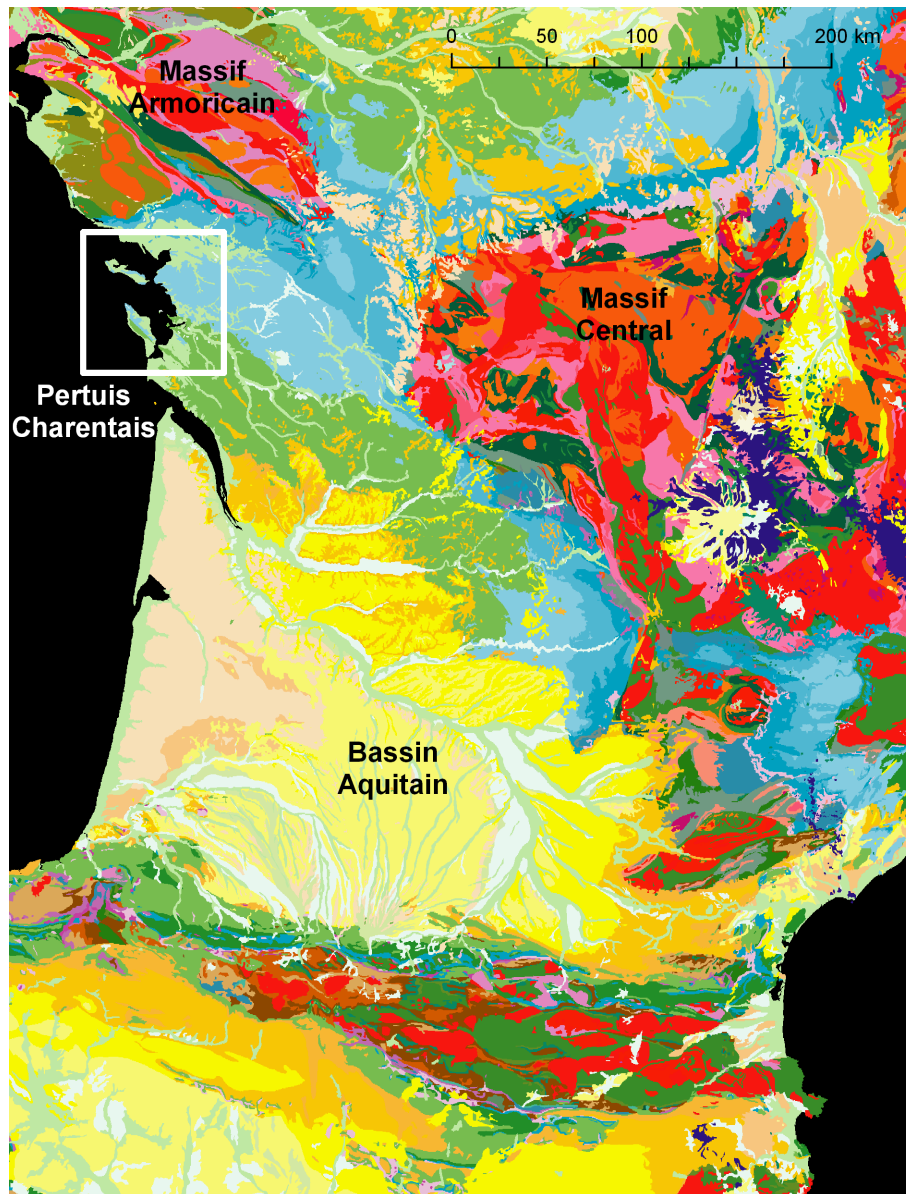


FIGURE 3.1 – Carte géologique de France (données BRGM).

Elle s'inscrit dans un vaste monoclinale de pendage sud-sud-ouest composé principalement de calcaires et de marnes mésozoïques (Jurassique et Crétacé) reposant sur le socle hercynien (à 300 m de profondeur environ ; forage BRGM 06087X0016). Ce monoclinale mésozoïque est

secondairement affecté par une série de plissements de faible amplitude (Bourgueil & Moreau, 1974) engendrés au cours de la compression pyrénéenne au Paléogène. L'érosion différentielle au cours du Pléistocène des roches plus tendres localisées dans les couches du vaste monoclin ou des petits synclinaux a créé des dépressions globalement orientées le long d'un axe nord-ouest – sud-est, comblées à l'Holocène par des sédiments meubles.

### 3.1.2 Géomorphologie

Le terme "pertuis" désigne localement des bras de mers qui séparent le continent des îles de Ré et d'Oléron. Ils correspondent à des segments de vallées incisées s'inscrivant dans les dépressions du substratum mésozoïque (Chaumillon & Weber, 2006). Du nord vers le sud, le Pertuis Breton correspond à la vallée incisée de la Sèvre Niortaise et du Lay, le Pertuis d'Antioche correspond à celle de la Charente, et le Pertuis de Maumusson à celle de la Seudre. Bien qu'il s'inscrive comme les deux autres Pertuis dans une vallée incisée, le Pertuis de Maumusson présente une morphologie différente, caractéristique d'une embouchure tidale (Bertin *et al.*, 2005). Outre leur orientation, les Pertuis Breton et d'Antioche mesurent tous deux environ 30 km de long et 10 km de large. Les données bathymétriques mettent en évidence trois zones principales (Chaumillon & Weber, 2006 ; Fig. 3.2).

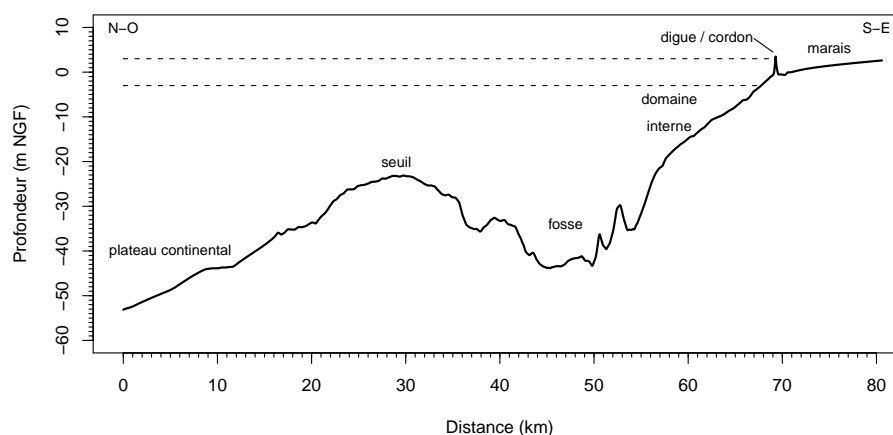


FIGURE 3.2 – Profil bathymétrique du Pertuis d'Antioche, orienté du nord-ouest vers le sud-est, extrait des données bathymétriques présentées en Fig. 3.3.

Les seuils correspondent à une zone de hauts-fonds (-20 m NGF) marquent l'entrée occidentale des Pertuis, en prolongement du plateau continental du Golfe de Gascogne. Les fosses de Chevarache au nord et d'Antioche au sud sont des zones profondes (entre -40 et -55 m NGF

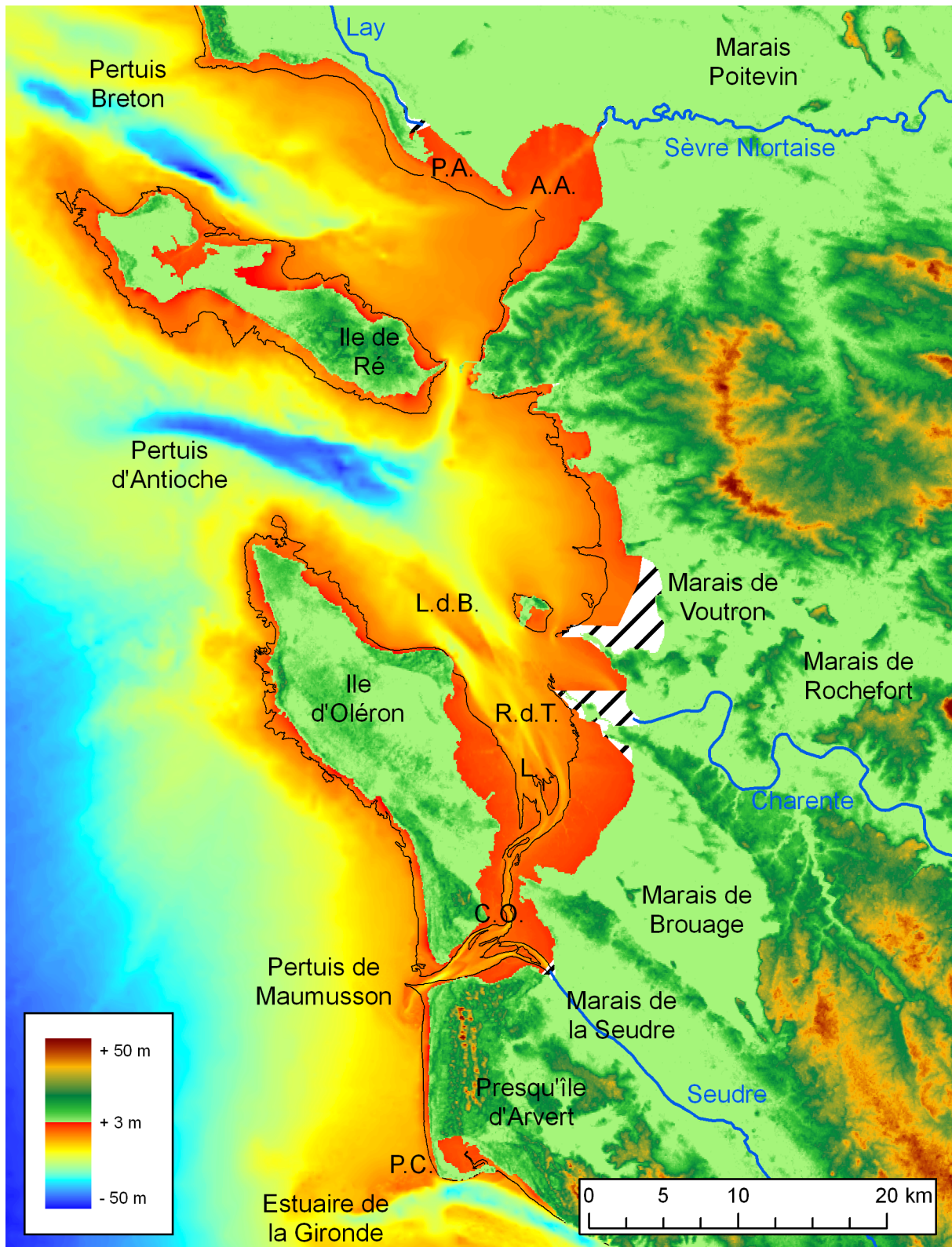


FIGURE 3.3 – Carte topobathymétrique de la région des Pertuis Charentais (données bathymétriques : SHOM et DDE17; données altimétriques SRTM 90m : NASA – USGS, corrigées par *Jarvis et al., 2008*), référencée par rapport au système NGF. Les abréviations désignent, du nord au sud, P.A. : Pointe d'Arçay; A.A. : Anse de l'Aiguillon; L.d.B. : Longe de Boyard; R.d.T. : Rade des Trousses; L. : banc de Lamouroux; C.O. : Coureau d'Oléron; P.C. : Pointe de la Coubre. Le trait noir fin délimite la limite des basses mers de vives-eaux (- 3.5 m NGF).

environ) incisées par l'écoulement des cours d'eau côtiers (Lay-Sèvre Niortaise et Charente) pendant le dernier stade glaciaire pléistocène (André, 1986). Les domaines internes sont situés dans le prolongement des fosses vers le sud-est. La profondeur y diminue rapidement de - 20 à + 3 m NGF.

Les domaines internes des Pertuis Breton et d'Antioche sont chacun connectés à une baie estuarienne. Au nord, l'anse de l'Aiguillon couvre une superficie de 50 km<sup>2</sup> environ, dont près de 70 % d'estrans. Elle est traversée par le chenal de Marans par lequel s'écoule la Sèvre Niortaise. Le Lay s'écoule directement dans le domaine interne du Pertuis Breton et son embouchure est limitée par la flèche sableuse d'Arçay (Allard *et al.*, 2008a). Au sud, la baie de Marennes-Oléron, qui présente une morphologie complexe, couvre une superficie de 160 km<sup>2</sup> environ dont près de 60 % d'estrans.

A son extrémité nord, un banc de sable de 8 km de long et 2 km de large appelé la longe de Boyard (Chaumillon *et al.*, 2008a) est bordé par deux chenaux qui assurent la communication avec le Pertuis d'Antioche. Selon Allard *et al.* (2010), la baie de Marennes-Oléron se divise en deux parties. La partie nord présente une forme relativement circulaire. Elle se caractérise par un large chenal (Rade des Trousses) de 6 km de large environ et de 10 m de profondeur, à l'est duquel s'écoule la Charente. Vers le sud, le chenal de la Rade des Trousses se divise en deux branches de part et d'autre du banc de sable de Lamouroux qui se réunissent ensuite pour former le Coureau d'Oléron, un chenal étroit (700 m environ) et profond (6 m environ). Les larges estrans dans cette partie nord de la baie sont parcourus par un réseau de drainage (Gouleau *et al.*, 2000) qui rejoint le Coureau d'Oléron. La partie sud de la baie de Marennes-Oléron présente une forme triangulaire. Dans cette zone parcourue par un réseau de chenaux séparant des bancs de sable peu épais, le Coureau d'Oléron rejoint l'embouchure de la Seudre jusqu'au Pertuis de Maumusson (Bertin *et al.*, 2005). Plus au sud, la côte de la presqu'île d'Arvert devient rectiligne jusqu'à la flèche sableuse de la Coubre (Carbonel & Jouanneau, 1982) qui marque l'entrée de la section externe de l'estuaire de la Gironde.

La région des Pertuis Charentais est également caractérisée par une série de marais littoraux qui s'inscrivent dans les dépressions du substratum rocheux mésozoïque et sont isolés par des cordons littoraux ou des digues. Leur altitude moyenne (+ 3 m NGF ; Verger, 1968) cor-

respond à celle atteinte par les hautes mers de vives-eaux. Les plus importants sont le Marais Poitevin (1000 km<sup>2</sup> environ) pour le Pertuis Breton, les Marais de Voutron, de Rochefort, de Brouage et de la Seudre pour le Pertuis d'Antioche et la baie de Marennes-Oléron (au total 550 km<sup>2</sup> environ). L'histoire de leur formation sera évoquée page 55.

Les quatre cours d'eau qui parcourent ces marais et se déversent dans les Pertuis Charentais ont un débit faible. Celui de la Charente est de l'ordre de 50 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Tesson, 1973) et atteint environ 250 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> en période de crue (Fig. 3.4). Les débits du Lay et de la Sèvre Nior-taise sont de l'ordre de 5 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> tandis que celui de la Seudre est extrêmement faible, de l'ordre de 0.5 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Une quarantaine de marais littoraux de moindre importance, dont les exutoires fournissent un apport supplémentaire d'eau douce dans les Pertuis, sont également répartis le long des côtes (Weber, 2003).

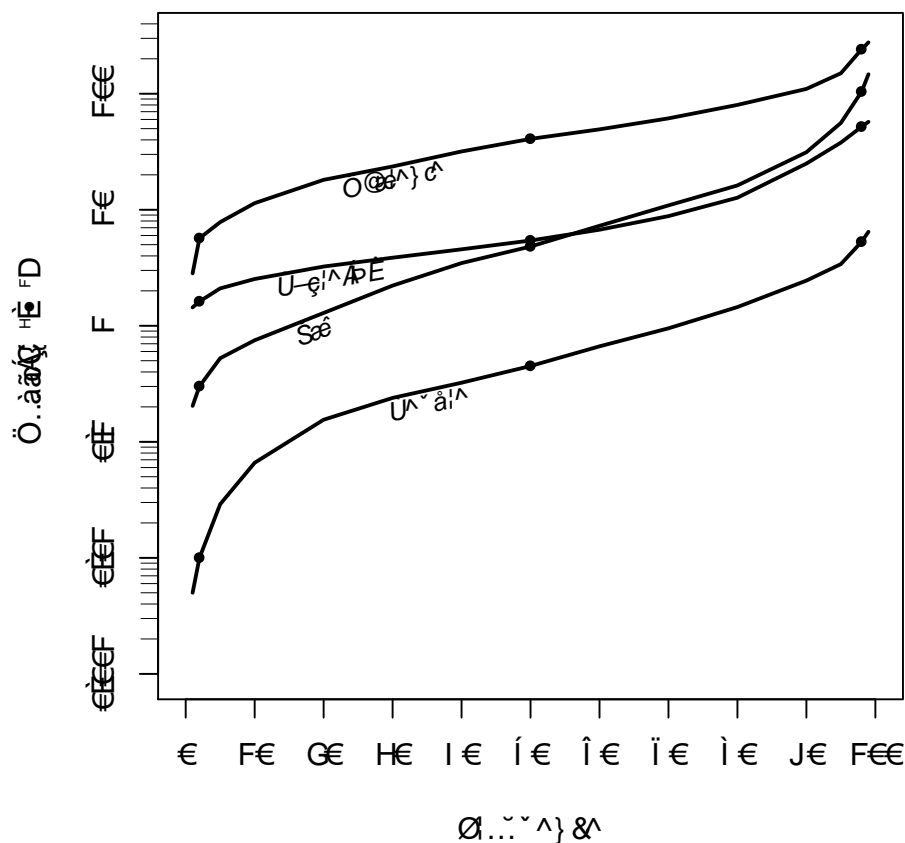


FIGURE 3.4 – Débits des quatre cours d'eau s'écoulant dans les Pertuis Charentais (données Banque Hydro). Les points indiquent les débits en étiage (fréquence 2 %), en situation normale (50 %) et en crue (98 %).

### 3.1.3 Hydrodynamique

#### 3.1.3.1 Marée

Les Pertuis Charentais sont affectés par une marée semi-diurne (deux cycles pleine mer / basse mer par jour lunaire de 24 h 50). Le marnage varie entre moins de 2 m en période de mortes eaux et plus de 6 m en période de vives eaux et correspond donc à un régime macrotidal (SHOM, 2003). L'onde de marée se propage dans le golfe de Gascogne du sud vers le nord et s'amplifie à l'approche des côtes (Nicolle, 2006). La morphologie de la baie de Marennes-Oléron, avec deux communications sur le Golfe de Gascogne, rend la circulation des courants de marée plus complexe que dans les Pertuis Breton et d'Antioche. Dans les zones peu profondes de la baie, l'onde de marée devient asymétrique du fait de la propagation plus rapide de la crête par rapport au creux (déferlement bathymétrique), des interactions avec les irrégularités bathymétriques et des frottements sur le fond (Pugh, 1987). Aussi l'onde pénètre-t-elle à l'entrée de la Rade des Trousses 40 minutes après qu'elle soit passée par le pertuis de Mau-musson, en marées de vives eaux (Tesson, 1973). Les courants de jusant qui tendent ensuite à "vider" la partie sud de la baie sont accélérés par les courants de flot provenant de la partie nord. Ceci génère une dominance des courants de flot dans la partie nord de la baie et de jusant dans la partie sud (Allard *et al.*, 2010 et références ci-incluses) et établit une circulation tidale résiduelle orientée dans le sens horaire autour de l'île d'Oléron (Fig. 3.5), à moins que les vents ne contrarient ce mouvement général (Stanisière *et al.*, 2006). Le temps de résidence des masses d'eaux dans les Pertuis est court (quelques jours dans la baie de Marennes-Oléron ; Bacher, 1989) et participe au mélange des eaux douces et salées. Les faciès de dessalure (< 20) sont limités aux estuaires des cours d'eau côtiers. En revanche, la salinité dans les Pertuis n'atteint que rarement des valeurs de 35, notamment du fait de l'influence notoire du panache de la Gironde (entre 25 et 30 ; Le Moine, 2009).

#### 3.1.3.2 Houle et vent

La houle au large des Pertuis varie à l'échelle saisonnière. Bertin *et al.* (2008) reconnaissent deux périodes caractéristiques entre 1997 et 2005. Les houles estivales (avril à octobre) représentent environ 64 % du climat de houle. Elles sont orientées ouest-nord-ouest, leur amplitude



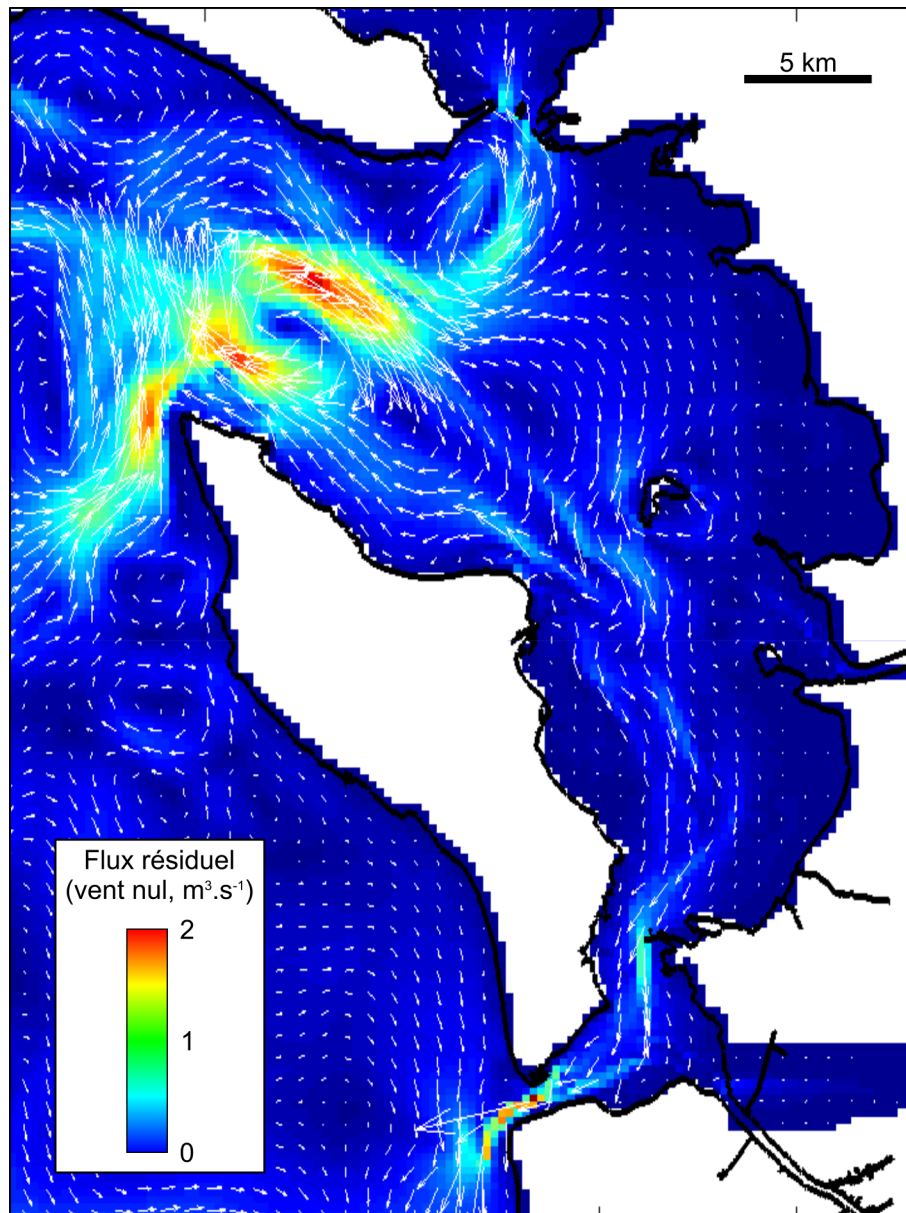


FIGURE 3.5 – Circulation tidale résiduelle dans le Pertuis d'Antioche et la baie de Marennes-Oléron (modifié d'après [Stanisière et al., 2006](#)). Noter la circulation orientée du nord vers le sud dans la baie.

variant entre 0.8 et 2.5 m et leur période entre 6 et 12 s. Les houles hivernales (novembre à mars) plus énergétiques représentent environ 21 % du climat de houle. Elles sont orientées ouest, leur amplitude variant entre 2.5 et 9.4 m et leur période entre 11 et 15 s. A l'entrée des Pertuis, les houles sont réfractées et atténuées par les seuils et les flancs des fosses de Chevarache et d'Antioche. Elles atteignent la côte avec un angle d'incidence élevé qui induit une dérive littorale globalement orientée du nord vers le sud à l'origine de la formation de flèches sableuses, dont la Pointe d'Arcay et la Pointe de la Coubre. Les vents les plus fréquents sont d'origine océanique, avec des directions nord-ouest à sud-ouest (données Météo-France ;

[Weber, 2003](#)) qui contribuent à la dérive littorale via les mers de vent. Les vents de nord-est et en moindre proportion de sud-est, fréquents en fin d'été, peuvent générer des vagues de vent de courte période (< 5 s) et de faible amplitude (< 0.5 m ; ?).

### 3.1.4 Apports sédimentaires

#### 3.1.4.1 Sédiments fins

Les sédiments fins en suspension dans les Pertuis Charentais proviennent de plusieurs sources différentes. Une analyse isotopique Sr et Nd effectuée par [Parra \*et al.\* \(1998\)](#) suggère qu'une importante partie des sédiments fins qui constituent la couverture sédimentaire superficielle des Pertuis (40 à 90 %) provient de l'estuaire de la Gironde, distant d'environ 70 km vers le sud. Pendant le jusant, le panache turbide de la Gironde est expulsé hors de l'estuaire. Les matériaux fins en suspension sont ensuite transportés vers le nord-est jusque dans les Pertuis par les courants de flot ([Parra \*et al.\*, 1998](#) et références ci-incluses). Selon les conditions météorologiques, cette "contamination" sédimentaire est amplifiée par les vents de sud-ouest fréquents dans la région et par la force de Coriolis ([Froidefond \*et al.\*, 1998](#)).

Du fait des faibles débits des cours d'eau qui s'écoulent dans les Pertuis, les apports sédimentaires autochtones sont réduits en comparaison des apports indirects de la Gironde. Les sédiments fins qui composent le panache turbide de la Charente proviennent en majorité de l'érosion des berges du fleuve plutôt que du bassin versant lui-même ([Pouliquen, 1975](#)). Le démantèlement des marnes jurassiques qui affleurent le long des côtes constitue une autre source de sédiments fins dans les Pertuis ([Parra \*et al.\*, 1998](#)).

Le bassin versant de la Charente couvre une superficie de 10000 km<sup>2</sup> environ. Il est parcouru par 4 rivières de classe I, dont les plus importantes sont la Charente et la Tardoire<sup>1</sup>. L'estuaire de la Gironde est connecté à deux régions hydrographiques distinctes :

- la région hydrographique de la Dordogne couvre une superficie de 24000 km<sup>2</sup> environ. Elle est parcourue par 7 rivières de classe I, dont la Dordogne et l'Isle.
- la région hydrographique de la Garonne couvre une superficie de 56000 km<sup>2</sup> environ.

---

1. Cette classification issue de la BD CARTHAGE de l'IGN et des Agences de l'Eau indique la navigabilité des cours d'eau et non pas leur degré de bifurcation.

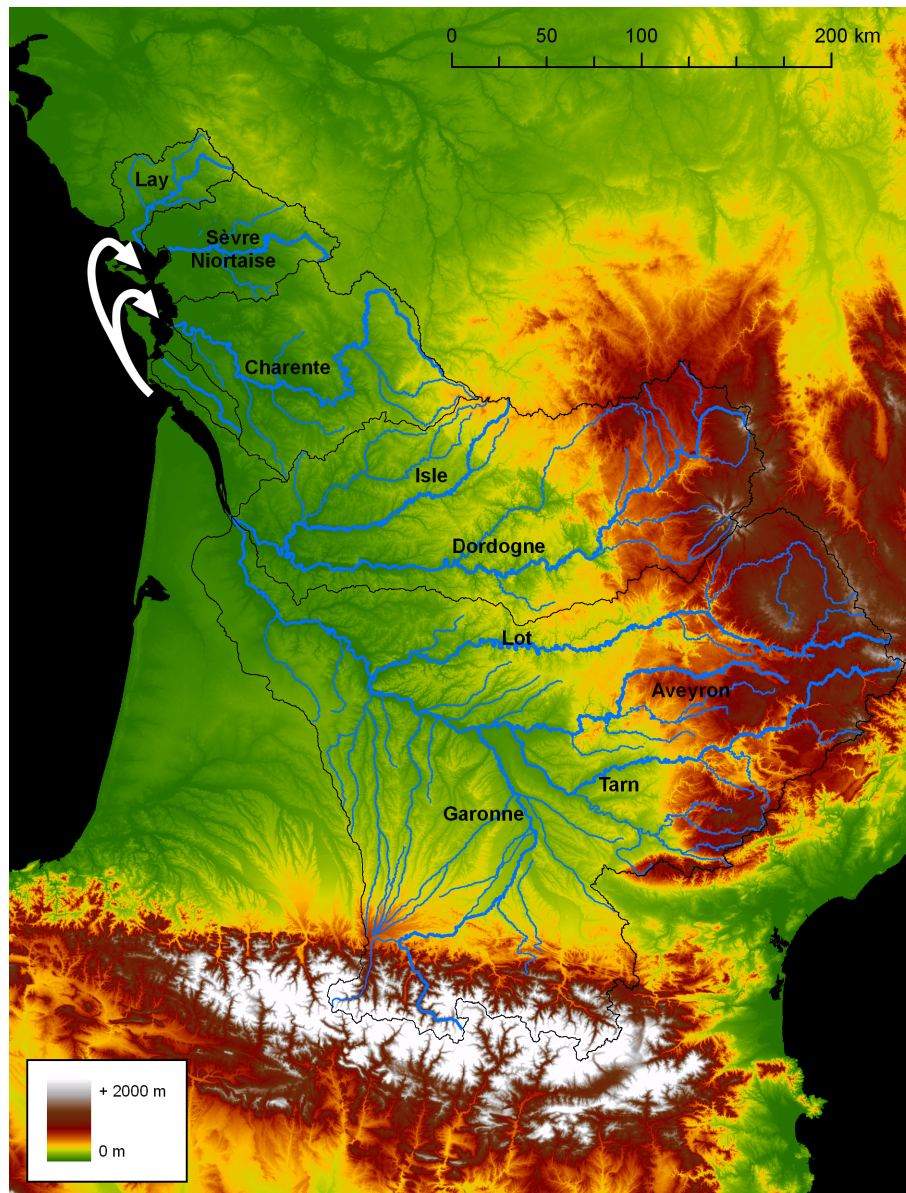


FIGURE 3.6 – Bassins versants des cours d'eau alimentant les Pertuis Charentais en sédiments fins (données altimétriques SRTM 90m : NASA – USGS, corrigées par [Jarvis et al. \(2008\)](#) ; données hydrographiques : IGN – Agences de l'Eau). Les flèches blanches indiquent le trajet du panache turbide de la Gironde (d'après [Parra et al., 1998](#)).

Elle est parcourue par 24 rivières de classe I, dont la Garonne, le Lot, le Tarn, et l'Aveyron.

Malgré de larges incertitudes dans l'estimation des charges solides des cours d'eaux, il apparaît qu'à superficie de bassin versant égale, la quantité de sédiments fins fournie par la Gironde est environ 6 fois supérieure à celle fournie par la Charente (Table 3.1). Bien qu'il n'existe pas d'estimations des charges solides du Lay, de la Sèvre Niortaise et de la Seudre, il semble très vraisemblable qu'elles soient bien inférieures à celle de la Charente, compte tenu de leurs

Région hydrographique	Superficie (km <sup>2</sup> )	Charge solide (10 <sup>6</sup> t.a <sup>-1</sup> ),	soit en t.km <sup>-2</sup> .a <sup>-1</sup>
Lay	1 970	?	?
Sèvre Niortaise	4 300	?	?
Charente	10 000	0.017 (Probst, 1983)	1.7
		0.041 (Gonzalez <i>et al.</i> , 1991)	4.1
		0.050 (Castaing & Jouanneau, 1987)	5.0
		Moyenne	5.2
Seudre	850	?	?
Gironde	80 000	0.5 à 1.5 (Lesueur <i>et al.</i> , 1996)	6.3 à 18.8
		1.5 (Maneux <i>et al.</i> , 1999)	18.8
		2.2 à 2.5 (Migniot, 1971)	27.5 à 31.3
		2.4 (Elbaz-Poulichet <i>et al.</i> , 1986)	30
		0.5 à 6 (Nagy, 1993)	6.3 à 75
		4 à 5 (Allen, 1972)	50 à 62.5
	Moyenne	32.7	

TABLE 3.1 – Charges solides des cours d'eau alimentant les Pertuis Charentais en sédiments fins.

faibles débits (Fig. 3.4).

#### 3.1.4.2 Sédiments grossiers

L'origine des sédiments grossiers dans les Pertuis Charentais reste plus difficile à déterminer. Barusseau (1967) exclut la possibilité d'un remaniement des formations anciennes drainées par les réseaux hydrographiques de la Charente et de la Gironde. En revanche, l'examen des minéraux constitutifs des sables ne lui a pas permis de distinguer l'influence respective des sables fluviatiles de la Gironde et de la Loire sur la composition des stocks de sédiments grossiers des Pertuis. Des analyses minéralogiques ont été récemment menées par J. Baux (étudiant de M1 en stage au laboratoire LIENSs sous la direction de J.-C. Mercier et J. Allard) sur les sables de la Rade des Trousses. Dans cette zone, l'apport de minéraux lourds de la Loire est inexistant. Du fait d'un manque connaissances sur les cortèges minéralogiques, il n'a en revanche pas été possible de déterminer l'influence respective de la Charente et de la Gironde sur la composition des sables en baie de Marennes-Oléron. Bien que mal quantifié, le transport cross-shore peut contribuer significativement aux apports de sable à la côte (Allard *et al.*, 2008a).

### 3.1.5 Nature des fonds

Les sédiments sont distribués de manière complexe dans les Pertuis Charentais (Fig. 3.7). A

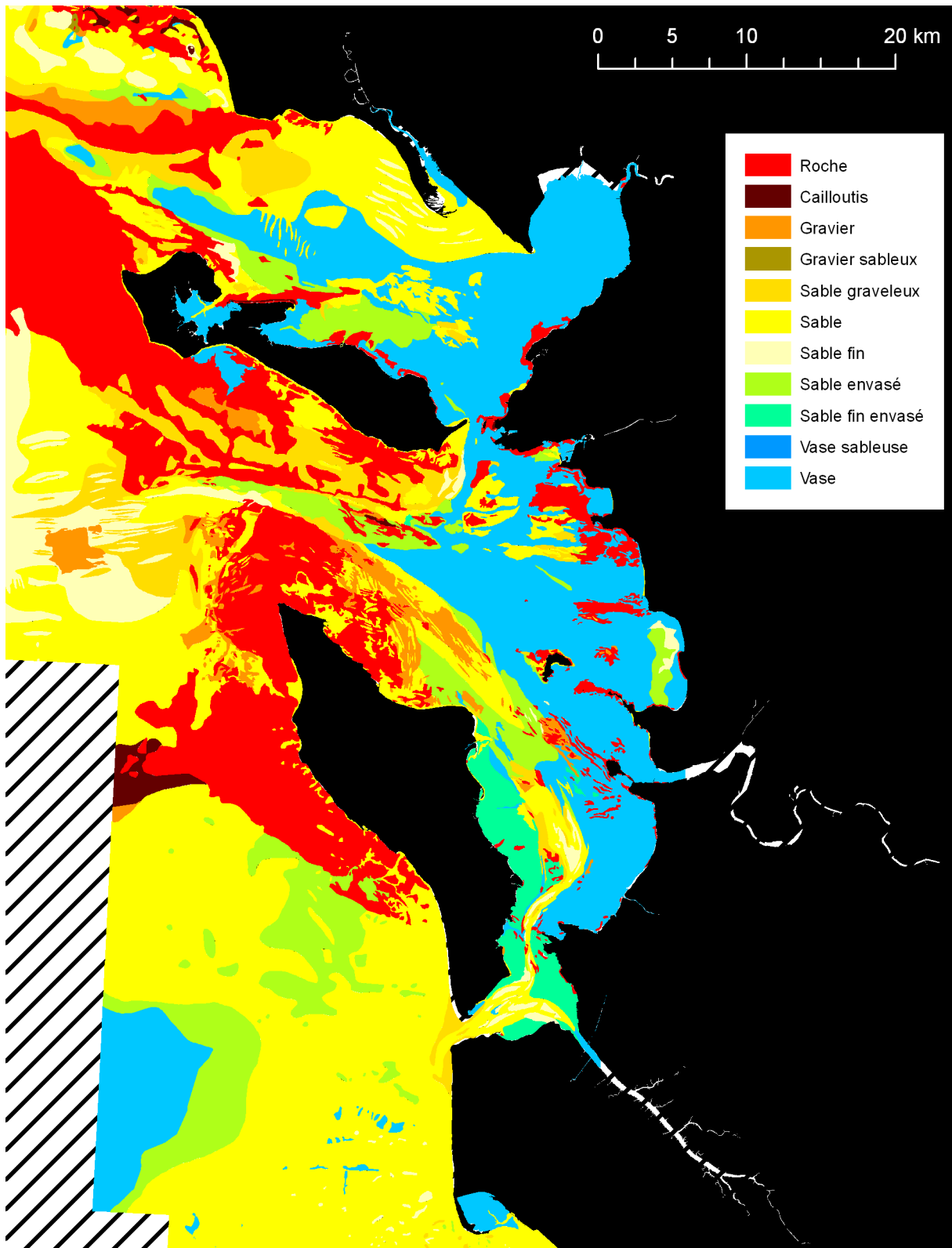


FIGURE 3.7 – Carte sédimentologique synthétique des Pertuis Charentais (données SHOM ; [Weber, 2003](#)).

l'ouest, le substratum mésozoïque affleure dans le prolongement des îles de Ré et d'Oléron où les forts courants de houle empêchent le dépôt de sédiments. Dans les Pertuis, la couverture sédimentaire superficielle est dominée par un vaste drapage de sédiments fins (environ 820 km<sup>2</sup>) qui s'étend depuis les baies jusqu'aux fosses de Chevarache et d'Antioche. Il n'est en revanche pas uniformément réparti dans les Pertuis. Le long du flanc nord-est du Pertuis Breton, la dérive littorale et le transport cross-shore induit par la houle apporte de grandes quantités de sable remaniées par les courants sous forme de vagues de sable (Chaumillon & Weber, 2006 ; Allard *et al.*, 2008a). L'érosion du drapage vaseux laisse apparaître des dépôts sableux sous-jacents ou des platiers rocheux sur la côte nord-est de l'île de Ré. Les courants de houle empêchent le dépôt de sédiments fins de part et d'autre de la fosse d'Antioche, qui est couverte par une mosaïque complexe de platiers rocheux, de graviers et de sables grossiers. La réfraction des houles autour de l'île d'Oléron génère une forte asymétrie de la distribution sédimentaire au sein de la baie de Marennes-Oléron. Elle est caractérisée à l'ouest par les bancs de sable de la Longe de Boyard et de Lamouroux et par des estrans sablo-vaseux. A l'est, les courants plus faibles autorisent la préservation du drapage vaseux et le dépôt de sédiments fins. Dans le Coureau d'Oléron et les chenaux de la partie sud de la baie, les corps sableux prédominent du fait des forts courants de marée. La partie intertidale du drapage vaseux, le long du continent, est fréquemment remise en suspension par les mers de vent associées aux courants de houle et de marée, ce qui contribue à une importante turbidité de la colonne d'eau (Raillard *et al.*, 1994).

## 3.2 Communautés benthiques

### 3.2.1 Mollusques

La diversité, l'abondance, la biomasse et la distribution spatiale des communautés macrobenthiques endogées (vivant sur ou dans le sédiment) ont été largement étudiées dans la partie subtidale des Pertuis Charentais (Hily, 1976) et dans la baie de Marennes-Oléron (Sauriau *et al.*, 1989 ; de Montaudouin & Sauriau, 2000 ; Sauriau & Pigeot, sous presse). Ces travaux ont confirmé l'influence de la profondeur, de la nature des fonds et des conditions hydrody-

namiques sur ces communautés, comme cela a été préalablement décrit dans le Golfe de Gascogne (Dauvin, 1997). En conséquence, la distribution des communautés benthiques coïncide très fortement avec celle des sédiments (Fig. 3.8). Dans les zones subtidales, les Pertuis Charentais sont caractérisés par une communauté à *Abra* typique des environnements semi-fermés ou estuariens dominés par les sédiments fins riches en matière organique et soumis à des fluctuations de salinité (Thorson, 1957). Kidwell & Bosence (1991) la citent d'ailleurs comme un exemple typique de communauté à l'origine d'assemblages sub-fossiles paraautochtones. La communauté à *Abra* est principalement composée d'espèces de mollusques endogées suspensivores et/ou dépositivores (Sauriau *et al.*, 1989), tels que *Abra alba*, *Abra nitida*, *Corbula gibba*, *Kurtiella* (= *Mysella*) *bidentata*, et *Spisula subtruncata*. Elle évolue graduellement vers une communauté à *Tellina* dans les zones sableuses peu profondes exposées au déferlement de la houle, où *Donax vittatus*, *Tellina fabula*, et *T. tenuis* dominent. Sur les fonds plus grossiers, une communauté à *Venus* apparaît, avec des mollusques plus résistants aux altérations engendrées par le choc des particules de sable sur les coquilles tels que *Spisula solida*. Sur les estrans et dans les estuaires à proprement parler, la communauté à *Abra* est remplacée par une communauté à *Macoma*, plus tolérante aux fortes fluctuations de salinité imposées par les cycles d'émersion/immersion et par les apports d'eau douce. Le petit gastéropode brouteur *Hydrobia ulvae* domine les fonds vaseux avec *Macoma baltica*, la moule *Mytilus edulis*, *Scrobicularia plana*, ainsi que la coque *Cerastoderma edule* (Gouleau *et al.*, 2000) qui se rencontre aussi sur des estrans sableux (Kang *et al.*, 1999).

Les communautés épigées (fixées sur des substrats durs) ont été peu étudiées dans la région, notamment car il existe peu d'affleurements rocheux dans les zones subtidales des Pertuis (Fig. 3.7). Les mollusques les plus communs, outre *M. edulis*, sont les bivalves suspensivores *Anomia ephippium*, *Chlamys varia* et *Aequipecten opercularis* (de Montaudouin & Sauriau, 2000).

### 3.2.2 Foraminifères

Les communautés de foraminifères vivant dans les Pertuis Charentais ont reçu une attention plus récente, à une échelle géographique plus réduite. Quelques échantillons de sédiment

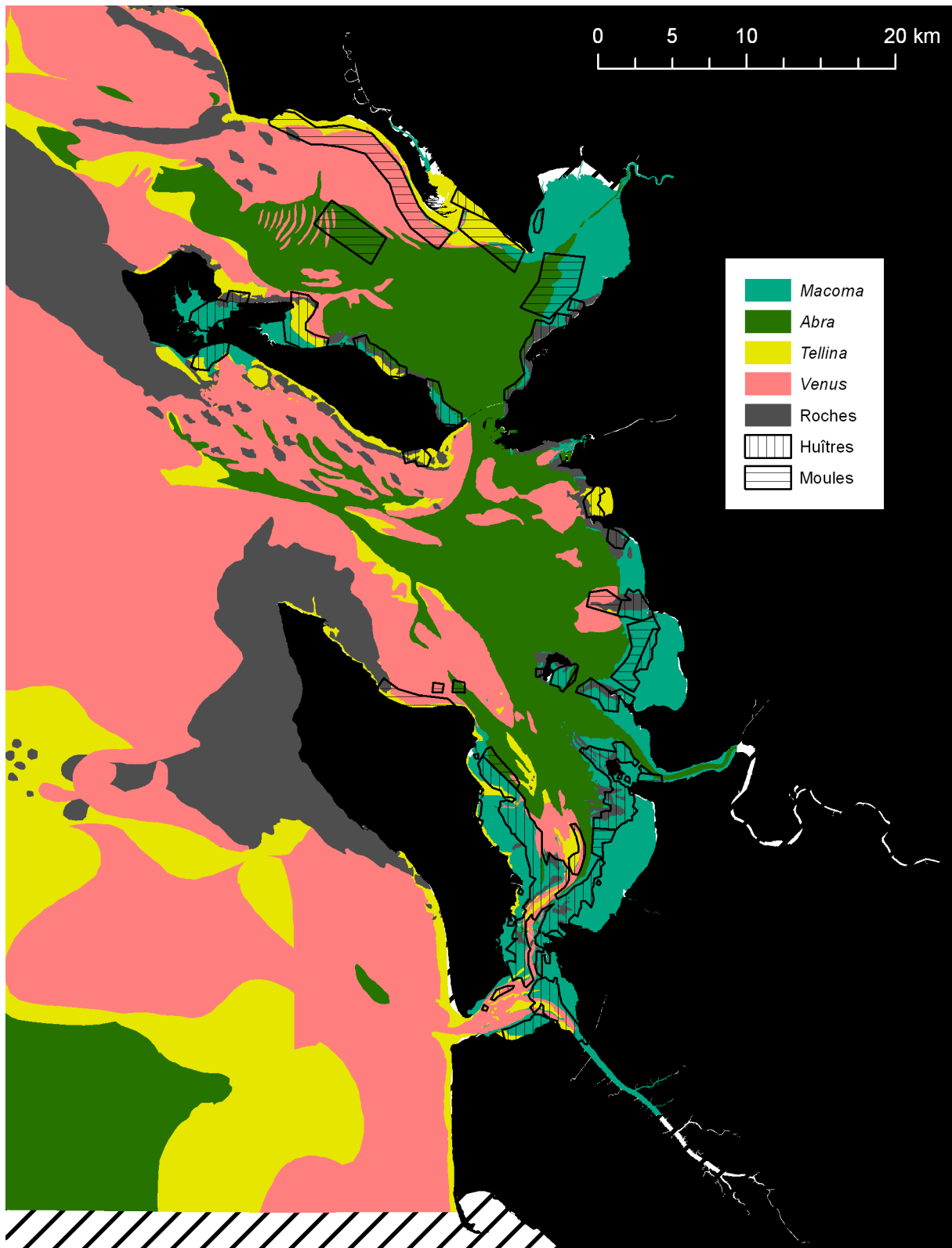


FIGURE 3.8 – Distribution spatiale des communautés de macrofaune benthique endogée dans les Pertuis Charentais (données IFREMER – REBENT, d'après Hily, 1976). Noter la correspondance avec la carte sédimentologique (Fig 3.7).

de surface ont été prélevés en baie de Marennes-Oléron pour une étude approfondie de l'espèce *Elphidium excavatum* (Goubert, 1997). La place de *Ammonia tepida* dans le réseau tro-



phique de la baie de Marennes-Oléron a été étudiée en tant qu'organisme bactériovore (Pascal, 2008). Les impacts de l'ostréiculture sur les foraminifères et la macrofaune benthiques ont été décrits sur plusieurs estrans mais à partir d'un petit nombre de stations de prélèvement (Bouchet *et al.*, 2007b, 2008, 2009). La zone la plus largement étudiée pour les foraminifères a été l'anse de l'Aiguillon (74 stations ; Armynot du Châtelet *et al.*, 2005, 2009). Elle est dominée par les foraminifères hyalins *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* et *Elphidium excavatum*, qui constituent une communauté typique d'environnements semi-fermés soumis à une influence océanique importante, par opposition aux communautés d'espèces agglutinées de marais littoraux (Debenay & Guillou, 2002). La position verticale sur l'estran et la durée d'émergence (Armynot du Châtelet *et al.*, 2005), ainsi que la nature des fonds et la salinité (Armynot du Châtelet *et al.*, 2009) sont les principaux paramètres qui conditionnent la répartition des foraminifères dans l'anse de l'Aiguillon. Si ces résultats sont d'une grande importance pour l'interprétation paléoenvironnementale, ils ne peuvent néanmoins pas être généralisés aux zones subtidales. En l'absence de connaissances supplémentaires sur les foraminifères des Pertuis Charentais, la littérature consacrée à d'autres environnements côtiers similaires sera donc utilisée dans cette thèse.

### 3.2.3 Impact des activités humaines

Les Pertuis Charentais sont soumis à de forts impacts anthropiques, notamment car il s'agit de l'une des plus importantes zones conchylicoles en Europe (Gouletquer & Héral, 1997). Les espèces cultivées sont allochtones comme l'huître creuse *Crassostrea gigas* (introduite en 1971; Grizel & Héral, 1991) et la palourde japonaise *Ruditapes philippinarum* (introduite en 1984; Gouletquer, comm. pers., 2010), ou autochtone comme la moule *Mytilus edulis*. Les parcs conchylicoles sont répartis dans l'ensemble de la région, en majorité sur la partie inférieure des estrans, sur une superficie de plus de 175 km<sup>2</sup>. Les zones mytilicoles (38 %) sont concentrées dans le Pertuis Breton tandis que les zones ostréicoles (62 %) sont plus abondantes dans la baie de Marennes-Oléron (Fig. 3.8). La production conchylicole a commencé à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle et a augmenté de manière exponentielle jusqu'à atteindre 45000 tonnes.a<sup>-1</sup> dans les années 1990 (Gouletquer & Héral, 1997). Les installations conchylicoles (tables), qui créent

des obstacles aux courants de marée et aux mers de vent, et la production de pseudo-fécès par les huîtres favorisent tous deux la décantation des sédiments fins (Sornin, 1981). Le volume de sédiments accumulés dans les zones ostréicoles depuis 1824 est estimé à  $35.10^6 \text{ m}^3$ , soit 30 % du volume total de sédiment déposé dans la baie de Marennes-Oléron depuis cette date (Bertin & Chaumillon, 2006).

Les Pertuis Charentais sont également exposés à l'introduction d'espèces allochtones non commercialisées (Gouletquer *et al.*, 2002). Parmi elles, les mollusques *Crepidula fornicata* (observé en 1969 ; Lubet & Gall, 1972), *Cyclope neritea* (observé en 1983 – 1984 ; Sauriau, 1991) et *Pteropurpura* (= *Ocinebrellus*) *inornatus* (observé en 1994 ; Sauriau & Pigeot, sous presse) ont été introduits à cause du transport d'huîtres creuses. Le foraminifère *Quinqueloculina carinatastriata* (observé en 2007 ; Bouchet *et al.*, 2007a) a été très vraisemblablement introduit par rejets d'eaux de ballast dans le port de commerce de La Rochelle.

### 3.3 Changements environnementaux holocènes

#### 3.3.1 Marais littoraux

Les marais littoraux de la région s'inscrivent dans des dépressions du substratum rocheux mésozoïque, en prolongement des Pertuis. Ils ont été comblés par un sédiment généralement riche en argiles (55 % de particules  $< 2\mu\text{m}$  ; Bourgueil & Moreau, 1974), localement appelé "bri". Son épaisseur varie entre 0.5 et 35 m, et augmente de l'est vers l'ouest (Bourgueil, 2005). Les cortèges argileux (40 % d'illite, 30 à 40 % de kaolinite et 20 à 30 % de smectite ; Bourgueil & Moreau, 1974) et la forte teneur en pyrite attestent d'une sédimentation dans un milieu marin abrité, riche en matière organique. Selon le degré de réduction des sédiments, certains auteurs distinguent le "bri ancien", de couleur bleue, qui se situe dans les parties des marais les plus éloignées du trait de côte actuel, et le "bri récent" plus oxydé et proche de la côte. Les datations  $^{14}\text{C}$  effectuées dans le bri indiquent que les marais littoraux se sont formés principalement entre 6000 et 2000 ans BP (Weber, 2003 ; Weber *et al.*, 2004).

Plusieurs auteurs ont utilisé les assemblages fossiles pour reconstituer l'évolution des paléoenvironnements dans ces marais littoraux dont les mollusques (Sauriau & Gruet, 1988 ;

Gruet & Sauriau, 1994 ; Laporte, 1998), les foraminifères (Visset *et al.*, 1990) et les ostracodes (Laporte, 1998 ; Clavé *et al.*, 2001). Malgré des différences liées à la géomorphologie locale, l'ensemble de ces travaux met en évidence deux phases majeures (Fig. 3.9) : **Entre 8000 et 5000 ans BP environ** : la région des Pertuis Charentais est soumise à la montée rapide du niveau marin relatif qui inonde les dépressions du substratum rocheux dans lesquelles s'inscrivent les marais littoraux. Cette transgression est identifiée par des assemblages fossiles caractéristiques d'un milieu subtidal, agité, soumis à une influence océanique marquée (mollusques : *Spisula subtruncata*, *Abra nitida*, *Ostrea edulis* ; foraminifères : *Ammonia tepida*, *Elphidium excavatum*). **Après 5000 ans BP environ** : le rythme des apports sédimentaires devient supérieur à celui de la montée du niveau marin. Il en résulte une régression qui se traduit par une accumulation de sédiments fins (bri) et donc un comblement des dépressions auparavant inondées. Les assemblages fossiles enregistrent la transition d'un milieu estuarien ou lagunaire (mollusques : *Cerastoderma edule*, *Scrobicularia plana*, *Hydrobia ulvae* ; foraminifères : *Protelphidium paraliium* (= *Haynesina germanica* ?)) vers un milieu confiné de type schorre ou marais salé (mollusques absents ; foraminifères : *Jadammina macrescens*, *Trochammina inflata*), qui témoigne de la progradation du trait de côte de l'est vers l'ouest, de plus de 70 km dans le Marais Poitevin (Fig. 3.3). Les variations du niveau marin relatif au cours de l'Holocène sont donc en grande majorité responsables des phases de comblement des marais littoraux dans la région des Pertuis Charentais. A partir du Moyen-Age et jusqu'au milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, la construction de digues (poldérisation) est destinée à augmenter la surface de terres arables dans les marais. Cette diminution artificielle du volume des baies estuariennes (anse de l'Aiguillon et baie de Marennes-Oléron) est relayée au XX<sup>ème</sup> siècle par le comblement sédimentaire lié à la conchyliculture. Il en résulte partiellement une diminution du prisme tidal (volume d'eau transitant dans une baie pendant un cycle de marée). Ainsi, entre 1824 et 2001, la réduction du prisme tidal est de l'ordre de 35 % dans la baie de Marennes-Oléron, ce qui entraîne une diminution de la vitesse des courants de marée (Bertin *et al.*, 2005). La décantation des particules de sédiment fin est favorisée ce qui participe à la diminution du prisme tidal, et entretient ensuite cette tendance au comblement selon une boucle de rétroaction positive (Allard *et al.*, 2010 et références ci-incluses).

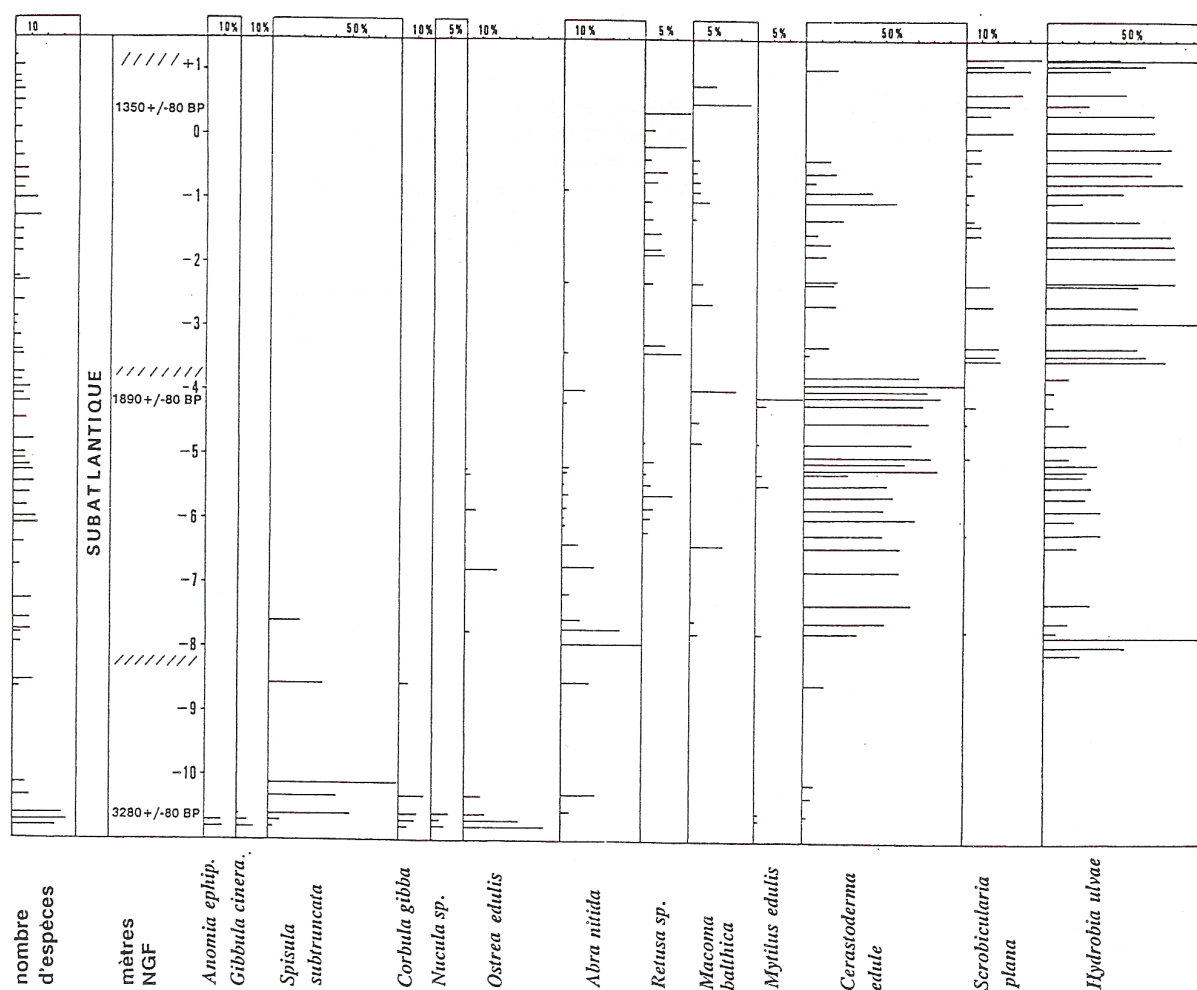


FIGURE 3.9 – Assemblages de mollusques fossiles dans un sondage du comblement du Marais Poitevin (Gruet & Sauriau, 1994). Noter la transition d'un assemblage d'espèces de milieu subtidal (-10 à -8 m NGF, dominé par *Spisula subtruncata*), vers un assemblage d'espèces de bas estran (-8 à -4 m NGF, dominé par *Cerastoderma edule*), puis de haut estran (-4 à +1 m NGF, dominé par *Hydrobia ulvae*).

### 3.3.2 Pertuis Charentais

Les premières études de la géomorphologie et du comblement sédimentaire des Pertuis Charentais émanent de Barusseau (1973) et André (1986). Les recherches entreprises depuis 1999 par Eric Chaumillon et son équipe au moyen de la sismique réflexion très haute résolution couplée à des carottages ont permis ensuite d'affiner ces premiers résultats. Par cette méthode, Weber *et al.* (2004) ont identifié dans le Pertuis Breton une série de prismes rétrogradants caractéristiques d'une transgression, confirmant ainsi le contrôle dominant de la montée du niveau marin relatif sur le comblement des vallées incisées de la région. Bien qu'ils soient séparés de quelques kilomètres seulement et qu'ils aient donc été soumis aux mêmes forçages (eustatisme, hydrodynamisme, climat), les deux Pertuis présentent un comblement

très différent (Chaumillon & Weber, 2006) en lien avec les apports sédimentaires. Le Pertuis Breton est dominé par les sédiments grossiers provenant du nord par dérive littorale alors que le Pertuis d'Antioche est dominé par les sédiments fins provenant du sud par la déviation du panache turbide de la Gironde. Dans les deux cas, le contrôle par la morphologie du substratum rocheux est important et justifie de classer les vallées incisées des Pertuis Charentais dans la catégorie des vallées de côtes rocheuses (Chaumillon *et al.*, 2010).

La conjonction entre les courants de houle, de marée et ceux induits par le vent génère dans les Pertuis, et notamment sur les seuils (Idier *et al.*, 2006), des conditions énergétiques propices au transport sédimentaire. Ainsi, dans les zones externes des Pertuis, la majorité des dépôts sont des corps sableux dont le toit est raviné par la houle (Chaumillon & Weber, 2006). De puissants courants de marée sont canalisés dans les fosses étroites, interdisant le dépôt de sédiments. Les domaines internes et les baies estuariennes, dans lesquelles l'influence de la houle est moindre, présentent donc le meilleur potentiel d'enregistrement des changements environnementaux holocènes, notamment les plus récents du fait d'une bonne préservation du Cortège de dépôts de Haut Niveau marin (HST ; Chaumillon *et al.*, 2008a, 2010).

### 3.3.3 Baie de Marennes-Oléron

En raison de son potentiel d'enregistrement sédimentaire pour la période de haut niveau marin, le comblement de la baie de Marennes-Oléron a été intensivement étudié (Allard *et al.*, 2008b, 2010 ; Bertin *et al.*, 2004, 2005 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Chaumillon *et al.*, 2002, 2004, 2008a ; Chaumillon & Weber, 2006). L'ensemble de ces travaux a été complété et synthétisé par Allard *et al.* (2010) qui ont identifié 5 phases majeures dans l'évolution du comblement sédimentaire de la partie nord de la baie à partir de données sismiques et sédimentologiques. La partie sud a été étudiée avec la sismique réflexion. Etant composée de corps sableux, elle n'a pas été carottée et les unités stratigraphiques reconnues n'ont pas pu être datées avec précision. Cependant des données bathymétriques du XIX<sup>ème</sup> siècle montrent que la majorité de ces dépôts sableux s'est mise en place lors des 200 dernières années (Allard *et al.*, 2010).

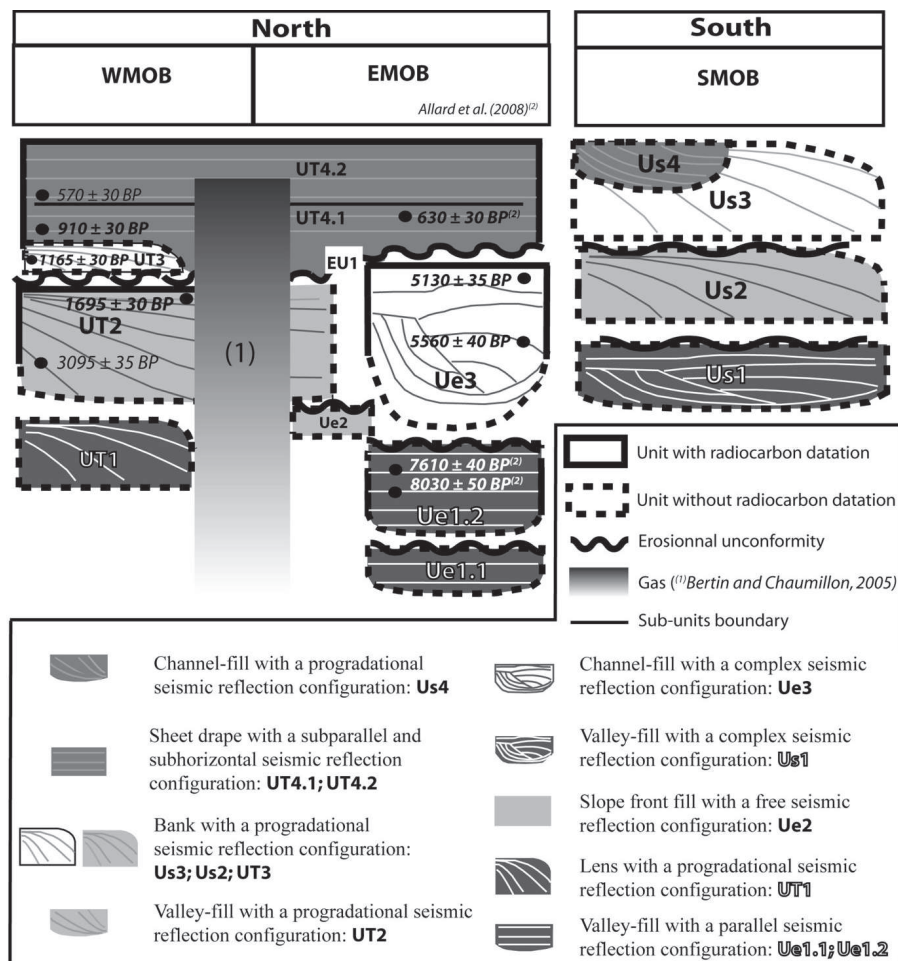


FIGURE 3.10 – Synthèse stratigraphique du comblement sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron (Allard *et al.*, 2010).

### 3.3.3.1 Avant 7500 ans BP

Les dépôts les plus anciens répertoriés dans le nord de la baie de Marennes-Oléron présentent des âges entre  $8030 \pm 30$  et  $7610 \pm 30$  ans BP (non calibrés). Ils correspondent à une ancienne vasière intertidale mise en place sur les flancs d'un chenal creusé dans le substratum rocheux. L'analyse des assemblages de mollusques fossiles qu'ils contenaient a permis de décrire la succession des paléoenvironnements (Allard *et al.*, 2008b). La transition d'un assemblage typique d'un estran supérieur (*Scrobicularia plana*, *Hydrobia ulvae*) vers un estran inférieur (*Rissoa membranacea*, *Loripes lacteus* et *Parvicardium exiguum*) est interprétée comme une conséquence de la montée rapide du niveau marin relatif pendant cette période. Cette unité ancienne est attribuée au Cortège de dépôts Transgressif (TST ; Chaumillon *et al.*, 2008b ; Allard *et al.*, 2010). Une unité plus ancienne n'a pas été carottée car trop profonde. Elle est interprétée comme appartenant au Cortège de dépôts de Bas Niveau marin (LST) ou

Transgressif.

### 3.3.3.2 Entre 7500 et 5000 ans BP

Le comblement sédimentaire ancien dans le nord de la baie a été ensuite incisé par une série de chenaux drainant le marais de Brouage et donc orientés du sud-est vers le nord-ouest. Deux datations  $^{14}\text{C}$  indiquent le comblement de l'un de ces chenaux dès 5500 ans BP non calibrés. [Allard \*et al.\* \(2010\)](#) interprètent l'abandon du chenal comme une conséquence de la diminution des courants de marée en réponse au comblement du marais de Brouage. Ceci confirme les reconstitutions paléoenvironnementales effectuées dans les sondages des marais littoraux où la transition entre assemblages subtidaux et intertidaux est enregistrée à cette période ([Laporte, 1998](#)). Les unités stratigraphiques correspondantes sont attribuées au Cortège de dépôt de Haut Niveau marin précoce (HST ; [Allard \*et al.\*, 2010](#)).

### 3.3.3.3 Entre 5000 et 1500 ans BP

L'essentiel du comblement sédimentaire dans le nord de la baie de Marennes-Oléron s'est déposé après 5000 ans BP. Composé de sédiments sablo-vaseux, il est également considéré comme appartenant au Cortège de dépôts de Haut Niveau marin au même titre que les unités stratigraphiques plus anciennes précédemment évoquées. Ceci est en contradiction avec les résultats de [Weber \*et al.\* \(2004\)](#) qui interprètent les terrasses du Pertuis Breton, pourtant déposées à la même période, comme le Cortège de dépôts Transgressif. Ces différences d'interprétations illustrent la difficulté d'appliquer les modèles de stratigraphie séquentielle, définis à partir de données issues de l'exploration pétrolière, aux données de sismique réflexion très haute résolution ([Allard \*et al.\*, 2010](#)).

## 3.3.4 Changements environnementaux récents

### 3.3.4.1 Discordance érosionnelle EU1

Les deux dernières phases de l'évolution du comblement de la baie de Marennes-Oléron se sont produites au cours des derniers siècles. Le sommet des unités stratigraphiques déposées jusqu'alors est marqué par une discordance érosionnelle nommée EU1, associée à un dépôt

de sédiments grossiers et de coquilles de mollusques. EU1 a l'apparence d'un vaste chenal couvrant toute la largeur de la Rade des Trousses. Des cartes anciennes de la région indiquent l'existence d'une communication entre la Gironde et le sud de la baie de Marennes-Oléron qui expliquerait en partie un ravinement tidal plus important et la formation de cette discordance chenalisante (Allard *et al.*, 2010).

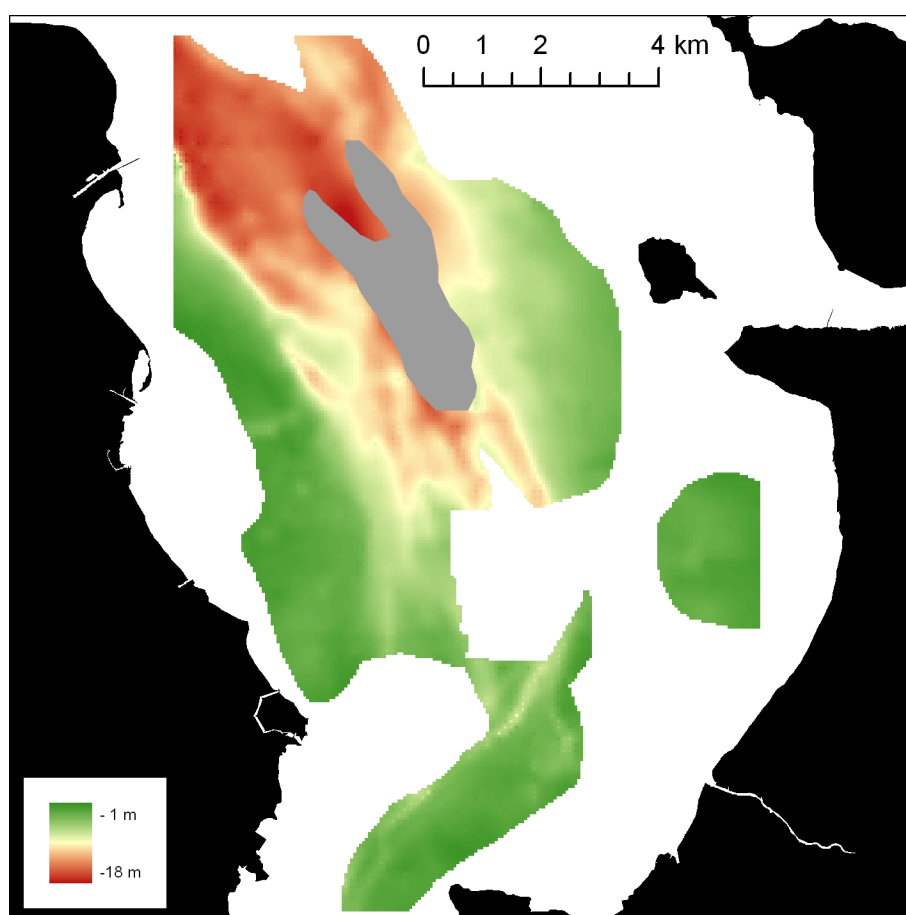


FIGURE 3.11 – Carte isobathe de la discordance érosionnelle EU1, modifié d'après Allard *et al.* (2010). La zone grisée correspond à une zone de turbidité acoustique (perte du signal sismique liée à la présence de gaz dans les sédiments ; Roussel *et al.*, 2009).

#### 3.3.4.2 Drapage vaseux

Le vaste drapage vaseux qui constitue une grande partie de la couverture sédimentaire superficielle des Pertuis Charentais (Fig. 3.7) appartient aux unités stratigraphiques les plus récentes, et repose par dessus la discordance EU1. D'une épaisseur moyenne comprise entre 1 et 2 m (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2010), il peut mesurer jusqu'à 5 m d'épaisseur au niveau du dépointe de la Rade des Trousses (Bertin & Chaumillon, 2005).



Allard *et al.* (2010) reconnaissent deux unités au sein de ce drapage :

- l'unité UT4.1 se compose de sédiments sablo-vaseux. Les datations  $^{14}\text{C}$  donnent des âges de  $910 \pm 30$  (Allard *et al.*, 2010),  $860 \pm 25$  (Chaumillon & Weber, 2006) et  $850 \pm 40$  ans BP (Billeaud *et al.*, 2005) non calibrés.
- l'unité UT4.2, dont le toit correspond au fond marin actuel, se compose de sédiments moins riches en sables. Les datations donnent des âges de  $630 \pm 30$  et  $570 \pm 30$  ans BP (Allard *et al.*, 2010) non calibrés.

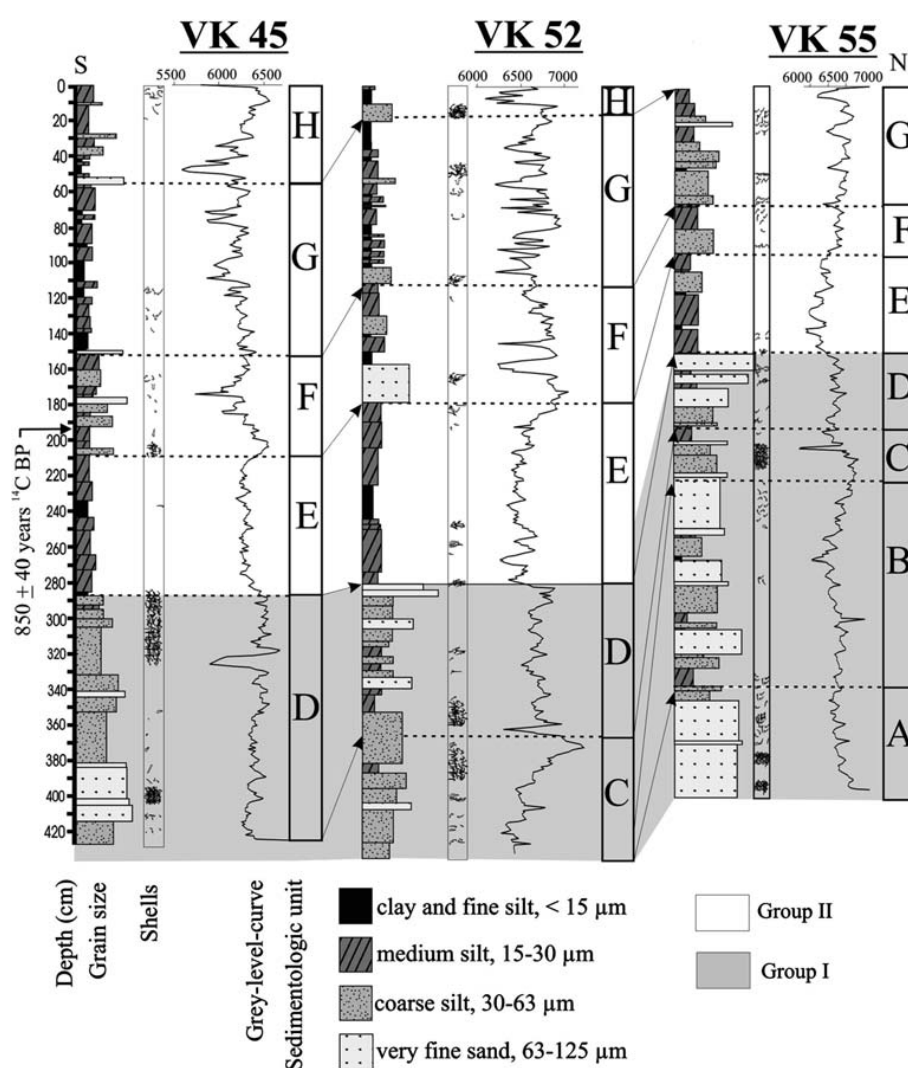


FIGURE 3.12 – Logs sédimentologiques de trois carottes extraites dans la partie occidentale de la Rade des Trousses (Billeaud *et al.*, 2005). Noter la diminution brutale de la moyenne granulométrique au dessus de la discordance EU1.

Les vasières ouest et sud Gironde (Lesueur *et al.*, 1996) présentent de nombreuses analogies avec le drapage vaseux des Pertuis Charentais (Billeaud *et al.*, 2004). Elles sont situées face à l'estuaire de la Gironde, sur le domaine interne de la plateforme continentale, entre -30 et

-70 m de profondeur. Elles correspondent à deux corps sédimentaires de 1 à 2 m d'épaisseur, composés de sédiments fins provenant de l'estuaire de la Gironde, reposant sur des dépôts sableux anciens (entre 5000 et 1000 ans BP) semblables à ceux de la Rade des Trousses. Deux datations obtenues dans ces vasières indiquent des âges de  $620 \pm 70$  et  $500 \pm 70$  ans BP non calibrés. Des analyses polliniques mettent en évidence un déclin du couvert forestier (chêne, *Quercus* sp.) et une augmentation des céréales et des plantes rudérales. Ces tendances ont été interprétées comme une signature caractéristique de la déforestation sur les bassins versants de la Gironde (Lesueur *et al.*, 1996).

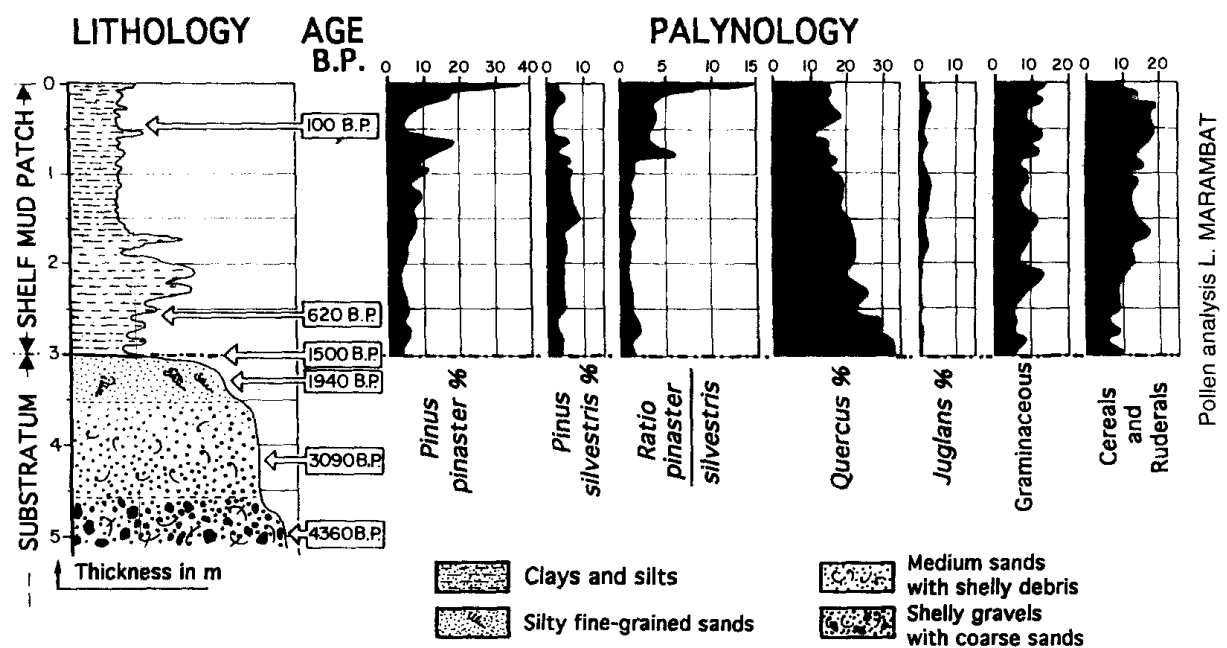


FIGURE 3.13 – Log synthétique du comblement des vasières ouest et sud Gironde (Lesueur *et al.*, 1996).

Pour ces auteurs, les activités humaines, associées aux changements climatiques du Moyen-Age et du Petit Age Glaciaire, ont favorisé l'érosion des sols et l'exportation des sédiments sur le plateau continental. Néanmoins, l'enregistrement de la déforestation dans les vasières girondines pourrait être une simple coïncidence de temps, ou ne représenter que des événements locaux non représentatifs de l'ensemble du bassin versant. La poldérisation des marais littoraux aurait également pu induire l'expulsion du bouchon vaseux transitant dans la section centrale de l'estuaire vers la plateforme continentale. Etant donné que l'estuaire de la Gironde est une source importante de sédiments fins dans les Pertuis et compte tenu des similitudes en terme d'âge et de granulométrie des dépôts, Chaumillon *et al.* (2004) puis Billeaud *et al.* (2005) ont proposé l'existence d'un lien entre la formation du drapage vaseux des Pertuis et

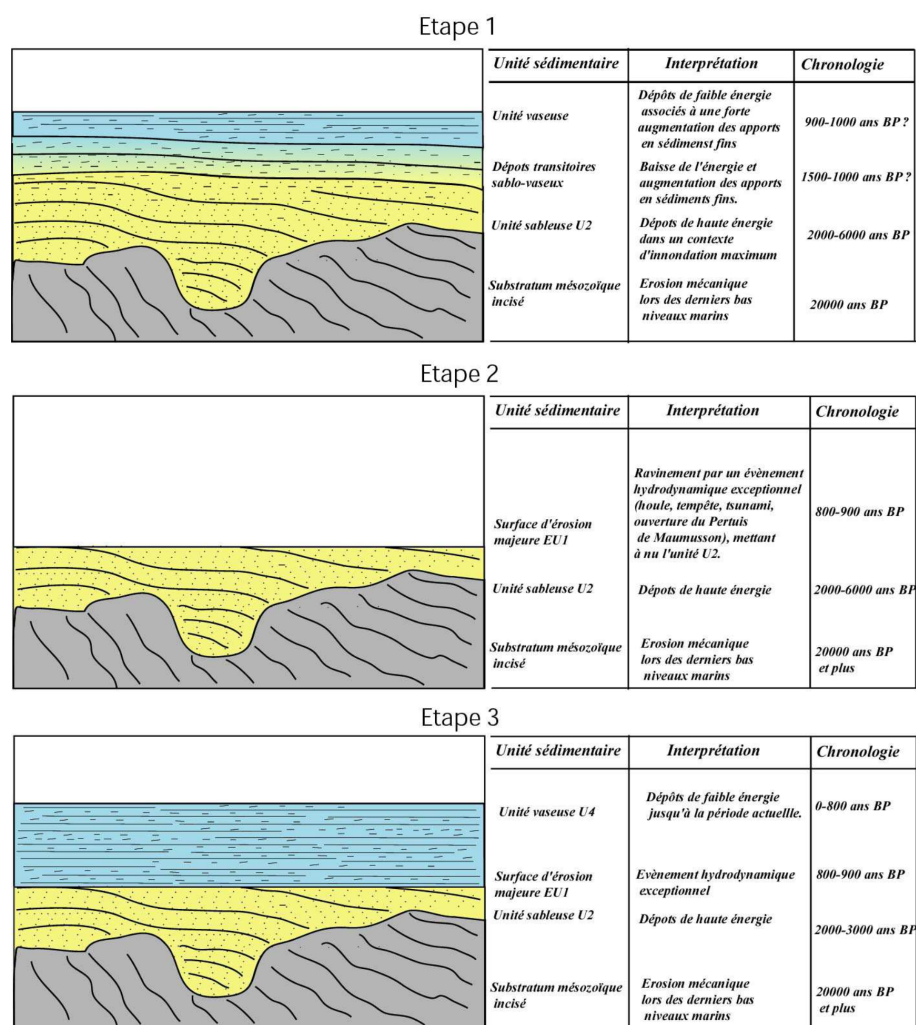


FIGURE 3.14 – Modèle de formation du drapage vaseux en baie de Marennes-Oléron proposé par Bertin, 2005, alternatif aux hypothèses formulées par Lesueur *et al.* (1996), Chaumillon *et al.* (2004) et Billeaud *et al.* (2005).

des vasières de la Gironde et repris l'hypothèse formulée par Lesueur *et al.* (1996).

La diminution des courants, naturelle ou accélérée par la poldérisation, a été invoquée comme hypothèse alternative à l'augmentation des apports sédimentaires. Un modèle en 3 étapes, faisant intervenir la discordance érosionnelle EU1, a ainsi été proposé (Bertin, 2005). Dans un premier temps, la baie de Marennes-Oléron aurait été comblée par des sédiments fins de manière progressive, se traduisant ainsi par une séquence régulièrement grano-décroissante. L'événement de haute énergie à l'origine de la discordance EU1 aurait ensuite érodé les sédiments superficiels les plus fins. Enfin, la sédimentation fine aurait repris, engendrant ainsi une diminution brutale apparente de la granulométrie. Puisque la discordance EU1 est *a priori* restreinte à la baie de Marennes-Oléron (Allard *et al.*, 2010), cette hypothèse ne permet pas d'expliquer la présence du drapage vaseux dans les domaines internes et les fosses des Pertuis

et dans la baie de l'Aiguillon.

Dans tous les cas, l'utilisation d'un trop petit nombre de datations  $^{14}\text{C}$  non calibrées a empêché les auteurs cités précédemment de dater avec précision la mise en place du drapage vaseux et de corrélérer cette date avec les activités humaines et/ou les changements climatiques du dernier millénaire.

## Chapitre 4

# Influence des facteurs hydro-sédimentaires sur les assemblages sub-fossiles de mollusques des Pertuis Charentais : implications pour le registre fossile

Clément Poirier, Pierre-Guy Sauriau, Eric Chaumillon, Xavier Bertin, 2010

Influence of hydro-sedimentary factors on mollusc death assemblages in a temperate mixed tide-and-wave dominated coastal environment: implications for the fossil record

Soumis à Continental Shelf Research

Manuscrit reçu par l'éditeur le 31 janvier 2010

Décision rendue par l'éditeur le 2 juin 2010 : manuscrit accepté avec révisions modérées

Manuscrit reçu par l'éditeur sous sa forme révisée le 1<sup>er</sup> août 2010

Manuscrit accepté le 31 août 2010

## 4.1 Introduction

### 4.1.1 Problématique générale

Les facteurs de formation des assemblages sub-fossiles et les caractéristiques de ces derniers sont bien connus (partie 2.2.2, page 13). Il existe en revanche des lacunes concernant l'influence des paramètres environnementaux sur la distribution spatiale des assemblages sub-fossiles de mollusques. Il existe déjà des études locales ayant pris en compte la nature des fonds (Johnson, 1965 ; Miller, 1988 ; Zuschin & Oliver, 2003), l'hydrodynamisme (Cadée, 1968 ; Henderson & Frey, 1986) et les apports sédimentaires (Aller, 1995). Cependant, la plupart de ces travaux n'ont pas établi de corrélations quantitatives entre les conditions environnementales et la distribution spatiale des assemblages. La plupart sont aussi basés sur un petit nombre de stations de prélèvement réparties le long de transects (à l'exception notoire de Johnson, 1965 et de Cadée, 1968).

### 4.1.2 Problématique locale

L'influence des paramètres environnementaux sur les communautés macrobenthiques dans les Pertuis Charentais a été étudiée de manière intensive (partie 3.2.1, page 51). En toute logique, s'agissant de travaux d'écologie benthique, seuls les organismes vivants ont été considérés. Il était délicat de transposer directement ces résultats aux assemblages fossiles, sans prendre en compte les processus taphonomiques responsables d'un grand nombre de biais.

### 4.1.3 Objectifs

L'objectif de ce chapitre est donc de d'identifier des espèces de mollusques pouvant être utilisées comme indicateurs paléoenvironnementaux dans des enregistrements sédimentaires holocènes littoraux. Pour cela, les assemblages sub-fossiles de mollusques ont été prélevés dans 98 stations réparties dans les Pertuis Charentais. La composition taxonomique et la distribution spatiale des assemblages a été décrite. Elle a été mise en relation avec trois facteurs hydro-sédimentaires (nature des fonds, tension sur le fond et budget sédimentaire).

## 4.2 Matériels et méthodes

### 4.2.1 Acquisition des données

Les coquilles de mollusques morts ont été échantillonnées dans 98 stations (Fig. 4.1 b), dont 49 stations 'B' situées dans le Pertuis Breton et 49 stations 'A' situées dans le Pertuis d'Antioche, la baie de Marennes-Oléron et le delta de flot du Pertuis de Maumusson. Les stations sont réparties sur une grille systématique avec un espacement longitudinal de 2.5 km et latitudinal de 2 km. Le sédiment de surface (couche superficielle de 15 à 20 cm, correspondant à peu près à la Zone Taphonomiquement Active) a été prélevé avec une benne van Veen de 0.1 m<sup>2</sup>, trois fois dans chaque station, au cours de la campagne FONSOLE (Ifremer) en septembre 2007. Les prélèvements de benne ont été tamisés avec précaution à bord du bateau sur une maille de 1 mm avec de l'eau de mer. Les résidus de tamis ont été conservés dans des sacs hermétiques avec un mélange d'eau de mer et de 4 % de formaldéhyde pour préserver les organismes à tissus mous.

Une fois au laboratoire, les résidus de tamis ont été nettoyés à l'eau douce et colorés au Rose Bengal. Les organismes colorés ont été triés et conservés dans de l'éthanol à 70 % pour une identification ultérieure. Pour chaque station, un volume d'environ 100 cm<sup>3</sup> de matériel restant (sédiments et coquilles de taille supérieure à 1 mm) a été prélevé dans chaque réplicat. Ces sous-échantillons ont été regroupés et les coquilles de mollusques ont été triées. Du fait de leur morphologie caractéristique (couleur et/ou ornementation), certains petits fragments étaient facilement reconnaissables. Cependant leur prise en compte dans le comptage peut altérer la composition taxonomique et la structure des assemblages sub-fossiles ("effet *Chlamys*", Kowalewski *et al.*, 2003). Pour éviter ce biais, les fragments ont été identifiés seulement si la charnière (bivalves) ou l'apex ou le péristome (gastéropodes) était intact et si au moins un tiers de la coquille était préservé. Les gastéropodes et les bivalves intacts ont été comptés comme 1 individu, les valves désarticulées comme 0.5 individu (données d'abondance). Les restes appartenant aux mêmes espèces ont été regroupés et pesés avec une précision de 10 mg (données de biomasse).

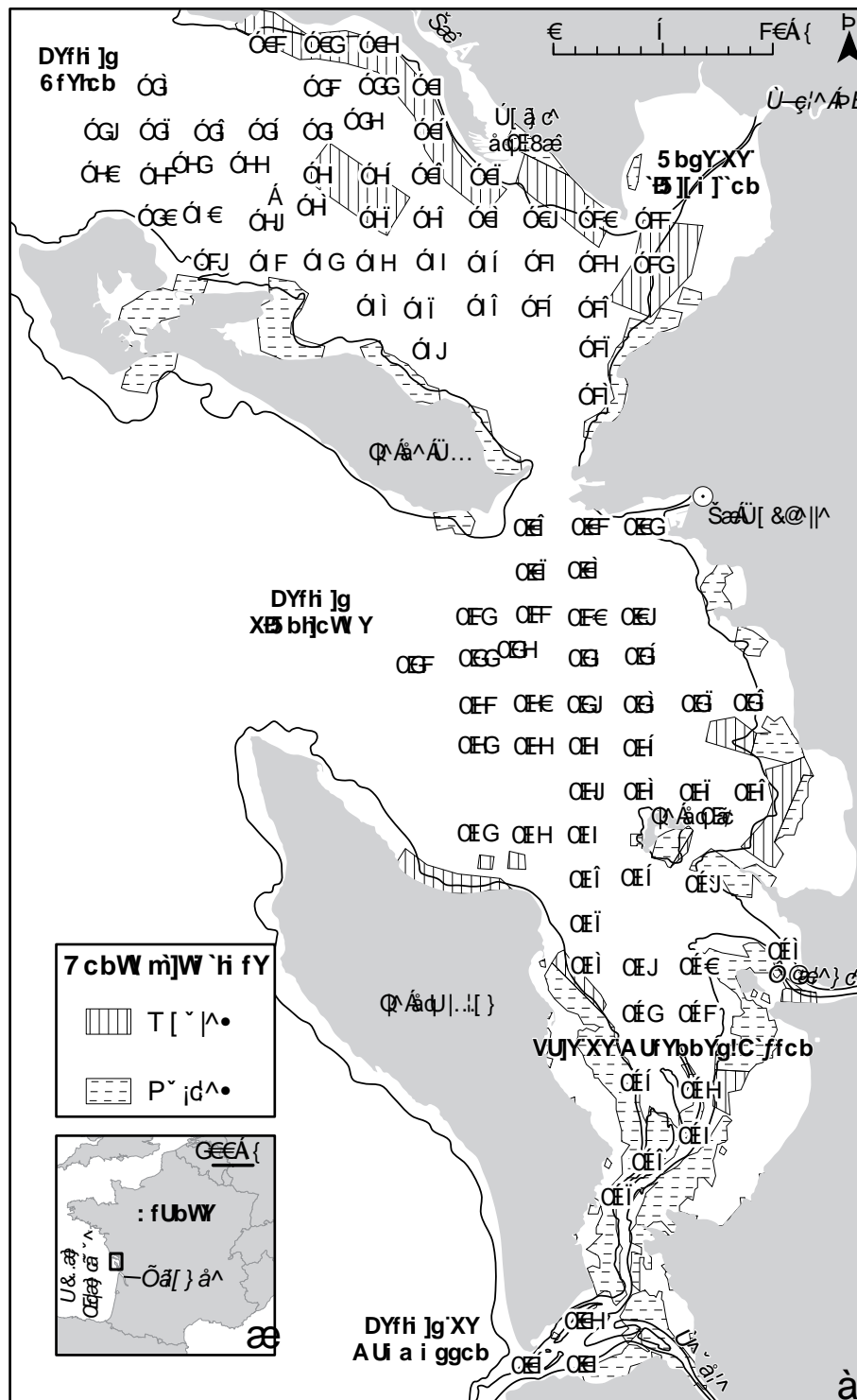


FIGURE 4.1 – Zone d'étude. (a) Carte de France, indiquant la position des Pertuis Charentais. (b) Carte des Pertuis Charentais, indiquant la position des 98 stations de prélèvement, les toponymes cités dans le texte, la ligne des basses mers de vives eaux délimitant la zone intertidale et les zones conchylicoles.



## 4.2.2 Analyse des données

### 4.2.2.1 Assemblages faunistiques

Les espèces non-indigènes récemment introduites par l'Homme telles que *Crassostrea gigas*, *Crepidula fornicata* ou *Ruditapes philippinarum* ne sont pas supposées apparaître dans le registre fossile. Ces trois espèces, ainsi que les stations dans lesquelles leurs abondances relatives excédaient 20 %, ont été supprimées de la matrice de données stations-espèces. Afin d'exploiter des données cohérentes du point de vue statistique, les espèces vérifiant l'un des 4 critères suivants ont été également supprimées :

1. les espèces représentées par une seule valeur aberrante (Tukey, 1977), supérieure à  $Q_{75} + (1.5 \times (Q_{75} - Q_{25}))$ , ainsi que les stations dans lesquelles leurs abondances relatives excédaient 20 %,
2. les espèces présentes dans moins de 5 stations de prélèvement,
3. les espèces dont l'abondance relative maximale n'excédait pas 1 %,
4. les espèces pour lesquelles la distribution des valeurs d'abondance relative ne suivait pas une distribution normale (test de Shapiro-Wilk, accepté si  $p < 0.05$ ).

Cette méthode de sélection accentue les espèces les plus grandes et les plus largement représentées dans les assemblages.

La matrice finale de données stations-espèces a été obtenue en combinant les données d'abondance (ab) et de calcimasse (ms ; Massé, 1999). Les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse ont été calculées selon la formule  $(ab_{ij} \times ms_{ij}) / \sum_{i=1}^n (ab_{ij} \times ms_{ij}) \times 100$ . La méthode de classification ascendante hiérarchique a été utilisée pour séparer les stations de prélèvement en groupes homogènes selon la composition taxonomique des assemblages sub-fossiles et pour identifier les espèces propres à chaque groupe. Les matrices de dissimilarité en mode Q (stations) et R (espèces) ont été calculées à partir de la matrice finale de données stations-espèces après une transformation racine carrée, en utilisant la distance de Morisita-Horn (Horn, 1966). Cette distance a été choisie car elle n'est pas influencée par la taille et la richesse spécifique de l'échantillon et car elle est fortement sensible à l'abondance des espèces majoritaires (Magurran, 1988), ce qui est un avantage dans le cas des assemblages sub-fossiles

dans lesquels de nombreuses espèces apparaissent en très faibles abondances (Kidwell, 2002). L'analyse de classification a ensuite été effectuée sur ces matrices de dissimilarité, avec la méthode d'agrégation UPGMA ("Unweighted Pair Group Method with Arithmetic mean"). Toutes les analyses statistiques ont été réalisées avec le logiciel R 2.10.0 (R Development Core Team, 2009). La distance de Morisita-Horn a été calculée avec le paquet complémentaire R 'fossil' (Vavrek, 2010).

#### 4.2.2.2 Facteurs hydrosédimentaires

La matrice de données stations-environnement comporte 3 variables, dont la granulométrie moyenne (nature des fonds), la tension sur le fond et le budget sédimentaire. Les valeurs de moyenne et d'écart-type pondérés de ces trois variables ont été calculées pour chaque espèce avec les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse provenant de la matrice stations-espèces. La moyenne pondérée ("Weighted Average") est souvent employée dans le développement de fonctions de transfert (par ex. Rossi & Horton, 2009).

Au cours de l'échantillonnage sur le terrain, une petite quantité de sédiment a été prélevée à chaque station dans le contenu d'une des bennes. L'analyse granulométrique a été effectuée en laboratoire en passant le sédiment sec (100 g pour les sédiments cohésifs et 200 g pour les sédiments non cohésifs), préalablement tamisé sur 63  $\mu\text{m}$  avec de l'eau douce au travers de 17 tamis empilés avec une taille de grain comprise entre 4000 et 63  $\mu\text{m}$ . La granulométrie moyenne a été calculée avec le logiciel GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) et exprimée en unités  $\phi$ .

Les valeurs de tension sur le fond ont été calculées avec le système de modélisation morphodynamique MORSYS2D (Fortunato & Oliveira, 2004 ; Bertin *et al.*, 2009). La version utilisée dans cette étude combine le modèle de circulation ELCIRC (Zhang *et al.*, 2004b)<sup>1</sup>, le modèle spectral de houle SWAN (Booij *et al.*, 1999)<sup>2</sup> et le modèle de transport de sable SAND2D (Fortunato & Oliveira, 2004 ; Bertin *et al.*, 2009). SWAN résout l'équation de conservation spectro-angulaire de densité d'action des vagues adaptée aux zones côtières. SWAN a été configuré pour reproduire le déferlement bathymétrique de la houle, la réfraction, la friction sur le fond,

1. [www.stccmop.org/CORIE/modeling/elcisc](http://www.stccmop.org/CORIE/modeling/elcisc)

2. [www.wldelft.nl/soft/swan](http://www.wldelft.nl/soft/swan)

les interactions entre triplets de fréquence et les interactions avec les courants fournis par ELCIRC. Le niveau d'eau utilisé par SWAN a été extrapolé du calcul ELCIRC précédent, pour garantir un niveau d'eau aussi cohérent que possible entre les deux modèles. SWAN a été forcé au large par des conditions aux limites caractéristiques d'une houle d'hiver énergétique ( $H_s = 3.8$  m,  $T_p = 11.6$  s, direction =  $277^\circ$ ), selon la classification de Bertin *et al.* (2008). Les paramètres de houle ont été exportés sur la grille triangulaire d'ELCIRC et les gradients de tension de radiation des vagues ont été calculés sur cette même grille par différences finies. ELCIRC résout les équations de l'hydrodynamique en domaine peu profond et en trois dimensions grâce à un algorithme qui combine des méthodes de volumes finis pour l'équation de conservation de la masse, de différences finies pour l'équation de conservation de la quantité de mouvement et un traitement Lagrangien des termes advectifs. Dans MORSYS2D, ELCIRC est utilisé avec un seul niveau vertical et correspond donc à un modèle 2DH. ELCIRC a été forcé le long de sa frontière ouverte par les variations de niveau liées à la marée obtenues par interpolation du modèle de marée régional de Fortunato *et al.* (2004) et dans les zones côtières par les gradients de tension de radiation liés à la houle. L'amplification non-linéaire de la friction sur le fond liée à la houle a été prise en compte avec la méthode de Soulsby (1997), en prenant seulement en compte la rugosité de peau basée sur la médiane granulométrique du fond (Fig. 4.2 b). Le système de modélisation a simulé un cycle mortes eaux/vives eaux avec un pas de temps morphodynamique d'une heure. La tension sur le fond a été archivée toutes les trente minutes pour fournir des valeurs moyennes sur la durée totale de la simulation en chaque nœud de la grille.

Le budget sédimentaire a été calculé à partir d'une carte de différence bathymétrique. Des données bathymétriques anciennes (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM) ont été collectées sur la totalité des Pertuis Charentais en 1824 avec un plomb suiffé et positionnées avec un sextant. Les données récentes (SHOM et Service Maritime de la Direction Départementale de l'Équipement 17 ; Fig. 4.2 a), obtenues avec un sondeur mono-faisceau, ont été collectées entre 1959 et 1983 dans les zones de faible mobilité sédimentaire et entre 1994 et 2003 dans les zones de forte mobilité sédimentaire et dans le chenal de navigation du port de commerce et d'industrie de La Rochelle (Fig. 4.2 a). Les deux bathymétries

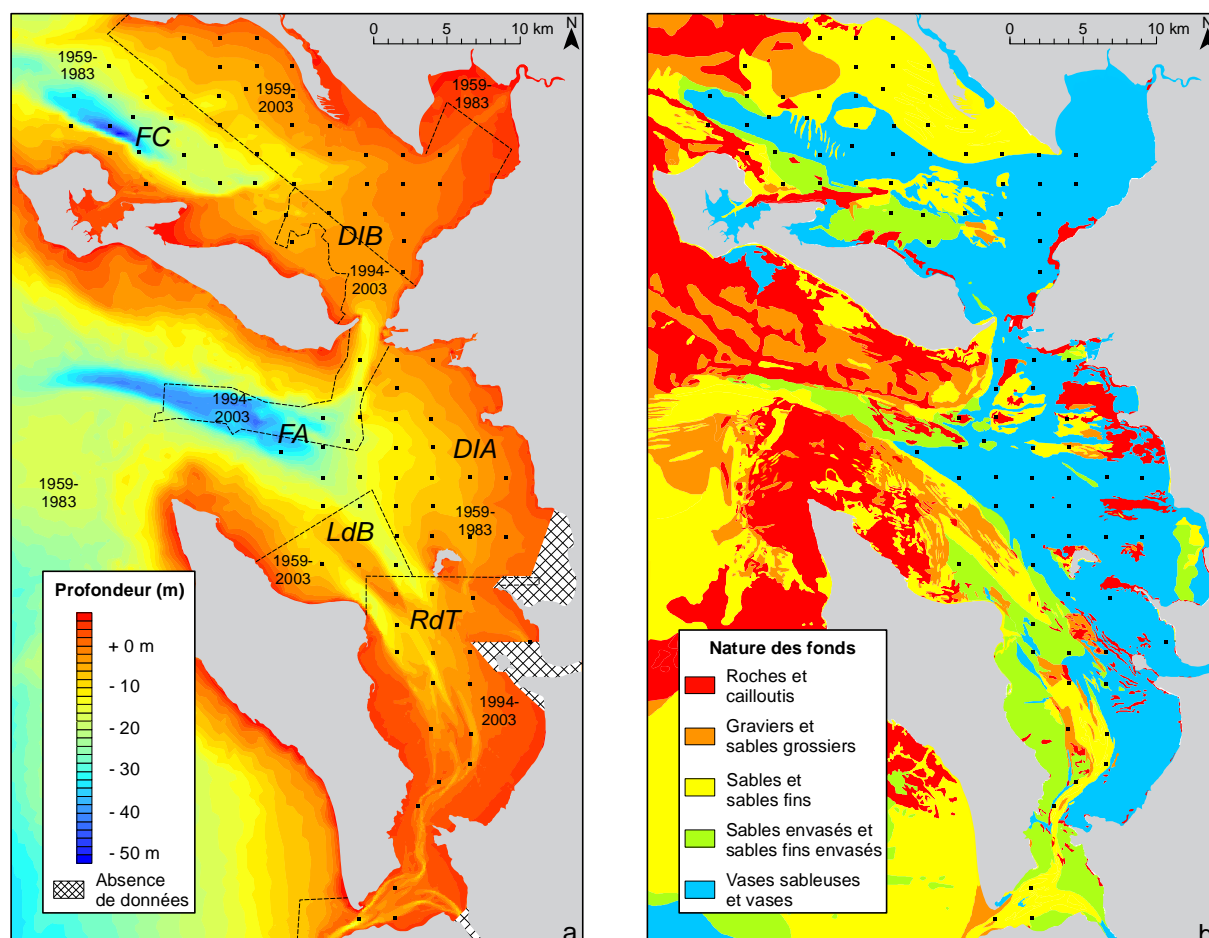


FIGURE 4.2 – (a) Carte bathymétrique récente des Pertuis Charentais (données SHOM ; Weber, 2004). Les intervalles de temps indiqués sur la carte correspondent aux dates d'acquisition des données. FC: Fosse de Chevarache, FA: Fosse d'Antioche, DIB: Domaine Interne [du Pertuis] Breton, DIA: Domaine Interne [du Pertuis] d'Antioche, LdB: Longe de Boyard, RdT: Rade des Trousses). (b) Carte sédimentologique synthétique des Pertuis Charentais (données SHOM ; Weber *et al.*, 2004). Les carrés noirs indiquent la position des 98 stations de prélèvement.

ont été géoréférencées avec le logiciel ArcView (ESRI) et des extensions développées par le SHOM. Deux modèles numériques de terrain d'une résolution de 50 m ont été ensuite réalisés avec l'extension 3D-Analyst (ESRI). Du fait des imprécisions dans les mesures, notamment anciennes, les différences bathymétriques comprises entre -1 et +1 m ont été considérées comme étant non-significatives. Ces données et cette méthode de traitement ont déjà permis de quantifier des changements morphologiques, principalement dans la baie de Marennes-Oléron (Allard *et al.*, 2010 ; Bertin *et al.*, 2004, 2005 ; Chaumillon *et al.*, 2004, 2008a ; Weber *et al.*, 2004).

## 4.3 Résultats

### 4.3.1 Composition taxonomique et distribution spatiale des assemblages sub-fossiles

Un total de 80 espèces a été identifié, dont 3 espèces non-indigènes. L'huître creuse *Crassostrea gigas* a été trouvée dans 31 stations sur 98 mais elle était abondante (présente à plus de 20 %) seulement dans 2 stations. La palourde japonaise *Ruditapes philippinarum* a été trouvée dans une seule station. La crépidule *Crepidula fornicata* a été trouvée dans 76 stations sur 98 mais était abondante dans 14 stations. Parmi les 77 espèces indigènes restantes, 60 ont vérifié l'un des critères de sélection et ont été écartées des analyses suivantes, ainsi que 26 stations dans lesquelles elles représentaient plus de 20 % de l'assemblage (Table 4.1).

La matrice stations-espèces finale comportait donc 17 espèces réparties dans 72 stations de prélèvement, dont 34 stations 'B' (Pertuis Breton) et 38 stations 'A' (Pertuis d'Antioche et baie de Marennes-Oléron, y compris le delta de flot du Pertuis de Maumusson). L'analyse par classification ascendante hiérarchique a séparé les espèces (mode R) en 8 groupes et les stations (mode Q) en 9 groupes, dont 5 composés de stations 'B' et 4 de stations 'A'. La comparaison croisée entre les dendrogrammes en mode R et Q a permis d'identifier 6 assemblages principaux, chacun représenté par une espèce dominante (Fig. 4.3). Les deux premiers assemblages sub-fossiles sont allochtones (dans le sens de Kidwell & Bosence, 1991, dominés par des espèces qui ont été transportées en dehors de leur habitat d'origine), en se référant à la distribution des espèces dans les communautés vivantes :

- Assemblage à *Cerastoderma edule* : des coquilles de coque *C. edule* ont été trouvées dans les chenaux de marée subtidiaux de la baie de Marennes-Oléron et au sud de l'île d'Aix. Ce bivalve vivant exclusivement dans la zone intertidale, ceci indique un transport post-mortem depuis les platiers intertidaux vers les zones subtidales plus profondes (Fig. 4.4 a).
- Assemblage à *Mytilus edulis* : des coquilles de moule *M. edulis* ont été trouvées dans les parties les plus distales du Pertuis Breton. Des restes de grande taille (individus adulte) ont été récoltés le long de la flèche sableuse d'Arçay, près de zones de mytiliculture,

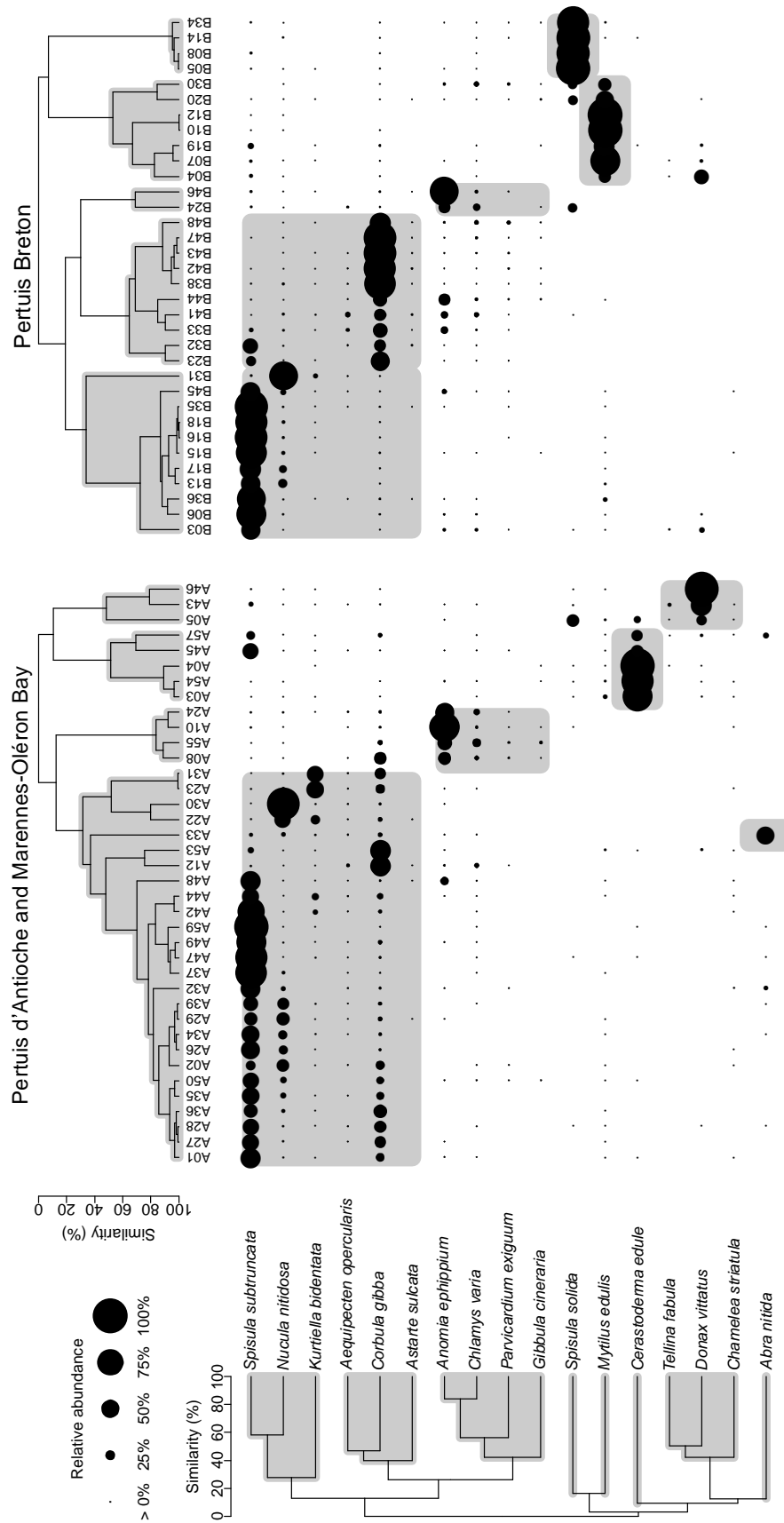


FIGURE 4.3 – Classification ascendante hiérarchique effectuée sur les matrices de dissimilarité en mode Q (stations) et R (espèces) avec la distance de Morisita-Horn et la méthode d’agrégation UPGMA. Les zones grisées indiquent les groupes de stations et d’espèces.

Critère 1	Critère 2	Critère 3	Critère 4
<i>Abra alba</i>	<i>Abra ovata</i>	<i>Hyala vitrea</i>	<i>Rissoa</i> sp.
<i>Acanthocardia paucicostata</i>	<i>Buccinum undatum</i>	<i>Tellina tenuis</i>	<i>Solen marginatus</i>
<i>Barnea candida</i>	<i>Calliostoma zizyphinum</i>	<i>Turbonilla lactea</i>	
<i>Bittium reticulatum</i>	<i>Chrysallida</i> sp.		
<i>Calyptra chinensis</i>	<i>Cochleodesma praetenuis</i>		
<i>Cylichna cylindracea</i>	<i>Diodora graeca</i>		
<i>Cythereella coarctata</i>	<i>Diplodonta rotunda</i>		
<i>Dentalium novemcostata</i>	<i>Donax variegatus</i>		
<i>Dentalium vulgare</i>	<i>Ensis ensis</i>		
<i>Epitonium clathrus</i>	<i>Helix aspersa</i>		
<i>Hydrobia ulvae</i>	<i>Irus irus</i>		
<i>Lepton squamosum</i>	<i>Limnea</i> sp.		
<i>Littorina littorea</i>	<i>Lunatia</i> sp.		
<i>Loripes lacteus</i>	<i>Macoma baltica</i>		
<i>Lutraria magna</i>	<i>Mactra corallina</i>		
<i>Modiolus barbatus</i>	<i>Manzonina crassa</i>		
<i>Nassarius nitidus</i>	<i>Marshallora adversa</i>		
<i>Nassarius pygmaea</i>	<i>Nucella lapillus</i>		
<i>Ocenebrea erinacea</i>	<i>Onoba semicostata</i>		
<i>Odostomia</i> sp.	<i>Ostrea edulis</i>		
<i>Pandora inaequalvis</i>	<i>Pecten maximus</i>		
<i>Patella</i> sp.	<i>Pholas dactylus</i>		
<i>Pharus legumen</i>	<i>Scrobicularia plana</i>		
<i>Phaxas pellucidus</i>	<i>Solecurtus scopula</i>		
<i>Philine aperta</i>	<i>Spisula elliptica</i>		
<i>Striarca lactea</i>	<i>Thyasira flexuosa</i>		
<i>Turritella communis</i>	<i>Tornus subcarinatus</i>		
<i>Venerupis rhomboides</i>	<i>Tricolia pullus</i>		

TABLE 4.1 – Liste des espèces écartées des analyses statistiques.

ainsi que le long de la côte nord-est de l'île de Ré (Fig. 4.4 b), où d'abondantes colonies de moules ont été observées sur les estrans (Poirier, données non publiées).

Les 4 assemblages restants sont autochtones ("within-habitat assemblages" ; [Kidwell & Bousence, 1991](#)), autrement dit composés d'espèces subtidales ayant vécu dans cette zone (Fig. 4.3) :

- Assemblage à *Spisula subtruncata* : il est composé de 6 bivalves endogées, dont *Abra ni-*

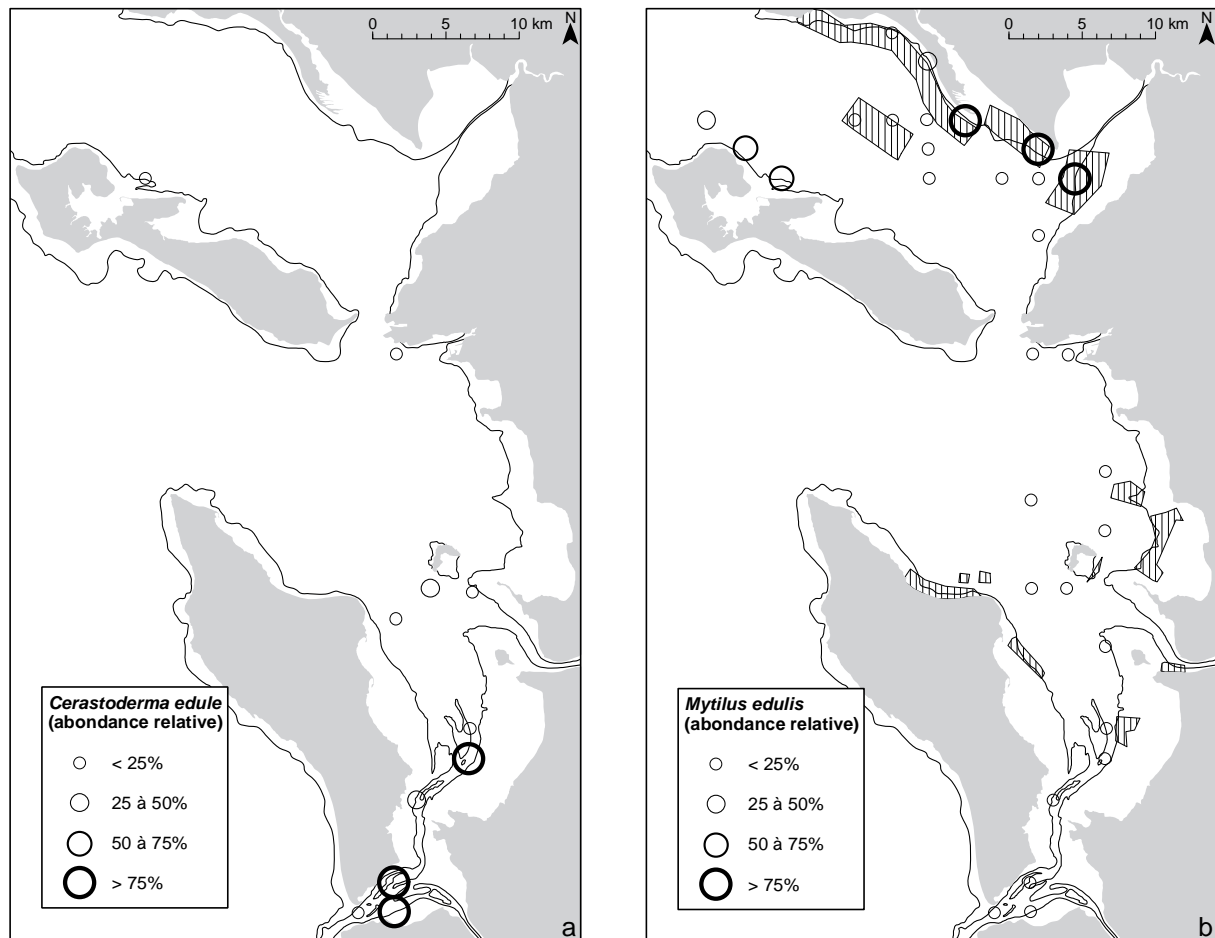


FIGURE 4.4 – Distribution spatiale des deux assemblages sub-fossiles allochtones identifiées dans la figure 4.3. (a) Carte de l'abondance relative de *Cerastoderma edule*. La ligne noire représente le niveau des basses mers de vives-eaux qui délimite la zone intertidale. (b) Carte de l'abondance relative de *Mytilus edulis*. Les aires hachurées représentent les zones mytilicoles.

*tida*, *Astarte sulcata*, *Corbula gibba*, *Kurtiella bidentata*, *Nucula nitidosa*, *Spisula subtruncata* et d'un bivalve épigée, *Aequipecten opercularis*. Bien que *Abra nitida* soit considéré par l'analyse de classification comme étant un groupe séparé, il est possible de l'attribuer à cet assemblage puisque la station dans laquelle ce bivalve a été trouvé appartient à un groupe plus large de stations propres à l'assemblage à *S. subtruncata* (Fig. 4.3). Dans les deux Pertuis, cet assemblage est le plus fréquent (21 stations 'B' sur 34 et 26 stations 'A' sur 38). Dans 13 stations 'B', *S. subtruncata* est moins abondant et est remplacé par *C. gibba* (12 stations) ou *N. nitidosa* (1 station). Dans 7 stations 'A', l'espèce dominante est *K. bidentata* (2 stations), *N. nitidosa* (2 stations) et *A. nitida* (1 station).

- Assemblage à *Anomia ephippium* : il comprend 3 bivalves épigées, *Anomia ephippium*, *Chlamys varia* et *Parvicardium exiguum* et 1 gastéropode, *Gibbula cineraria*. Bien que



*P. exiguum* soit souvent décrit comme une espèce endogée (Tebble, 1966), les adultes sécrètent un byssus et adoptent un mode de vie majoritairement épigée, colonisant des dépressions rocheuses ou la végétation subaquatique (Høpner Petersen & Russell, 1971). L'assemblage a été trouvé dans 2 stations du Pertuis Breton, 2 stations du Pertuis d'Antioche et 1 station de la baie de Marennes-Oléron.

- Assemblage à *Donax vittatus* : il est composé de 3 bivalves endogées, *Chamelea striatula*, *Donax vittatus* et *Tellina fabula*. L'assemblage a été trouvé dans 3 stations, uniquement dans le Pertuis d'Antioche.
- Assemblage à *Spisula solida* : il a été trouvé dans 4 stations, uniquement dans le Pertuis Breton et ne comprend que cette espèce de bivalve endogée.

### 4.3.2 Facteurs hydrosédimentaires

#### 4.3.2.1 Nature des fonds

Parmi les 72 stations de prélèvement sélectionnées, 46 correspondaient à des fonds de vase (moyenne granulométrique  $> 4 \phi$ ), 10 à des fonds mixtes sable-vase (4 à 3  $\phi$ ), 10 à des fonds de sable fin (3 à 2  $\phi$ ), 3 à des fonds de sable moyen (2 à 1  $\phi$ ) et 3 à des fonds de sable grossier ou de gravier ( $< 1 \phi$ ). Tous ces résultats sont cohérents avec la carte synthétique de nature des fonds existante (données SHOM ; Fig. 4.2 a).

#### 4.3.2.2 Tension sur le fond

La tension sur le fond, obtenue par modélisation des courants de houle et de marée, diminue fortement de plus de 2 à moins de 0.1 N.m<sup>-2</sup>, depuis les côtes dominées par la houle à l'ouest vers les Pertuis et les baies dominés par la marée à l'est (Fig. 4.5 a). Concernant la zone échantillonnée (principalement des environnements mixtes dominés à la fois par la marée et la houle), la tension sur le fond est relativement faible. Les valeurs diminuent vers l'est de 0.5 à 0.1 N.m<sup>-2</sup> dans les fosses de Chevarache et d'Antioche, bien qu'elles soient plus fortes dans cette dernière. Les domaines internes des Pertuis sont caractérisés par des valeurs faibles (moins de 0.2 N.m<sup>-2</sup>), sauf encore dans le Pertuis d'Antioche, du fait d'une meilleure propagation de la houle liée à une profondeur plus importante et une communication avec

l'océan plus large. Dans la baie de Marennes-Oléron, la tension sur le fond augmente dans les chenaux où les courants de marée sont forts. Les valeurs maximales sont atteintes sur la Longe de Boyard et surtout sur le delta de jusant du Pertuis de Maumusson où se combinent de forts courants de marée, une amplification des houles par déferlement bathymétrique et des sédiments grossiers.

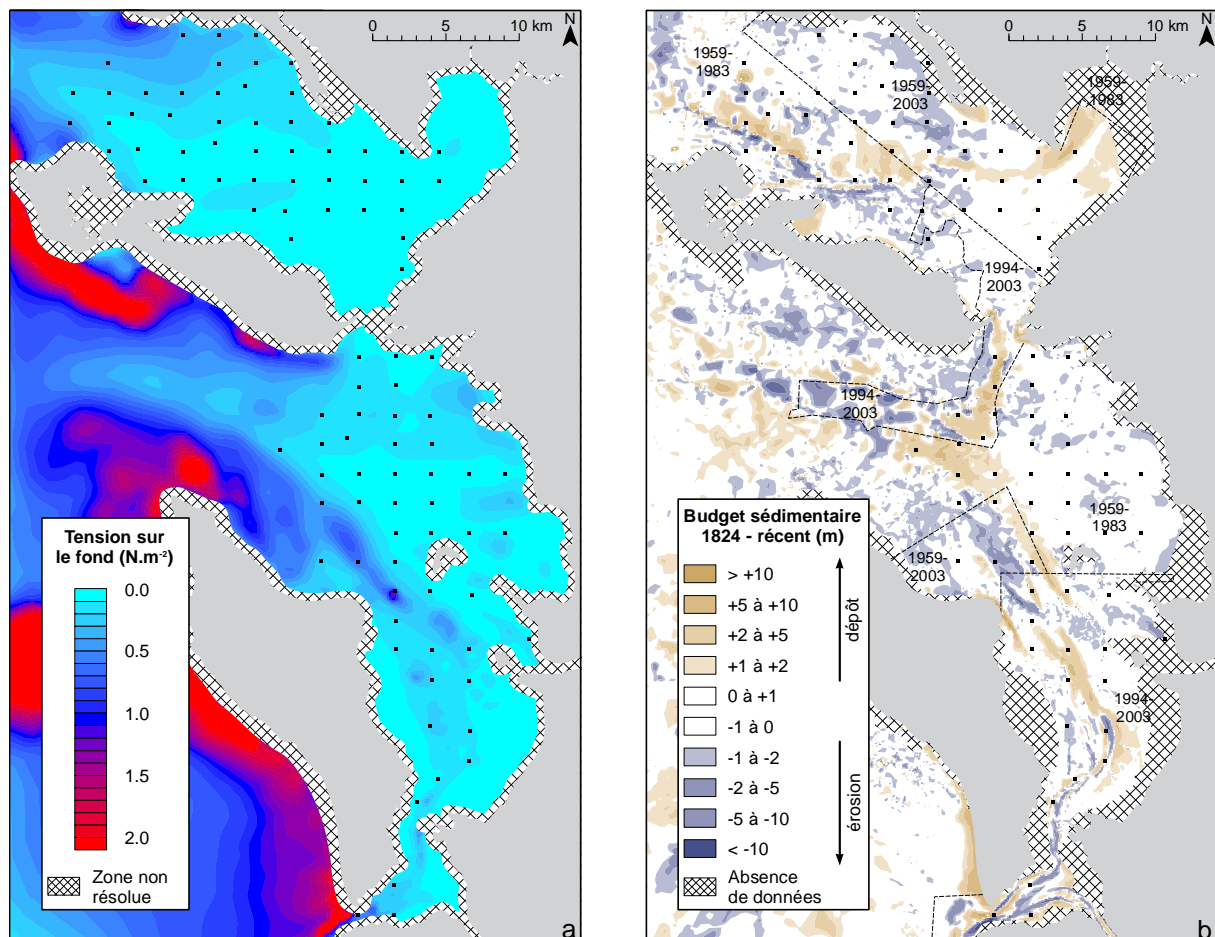


FIGURE 4.5 – (a) Carte d'interpolation spatiale des valeurs moyennes fournies par le système de modélisation de tension sur le fond, avec des paramètres typiques d'une houle énergétique ( $H_s = 3.8$  m,  $T_p = 11.6$  s, direction =  $277^\circ$ ). Les aires blanches hachurées représentent les zones où le modèle échoue à reproduire le comportement hydrodynamique en milieu très peu profond. (b) Carte de budget sédimentaire, calculée par différence entre les cartes bathymétriques ancienne (1824) et récente (de 1959 à 2003 ; données du SHOM). Les intervalles de temps indiqués sur la carte correspondent aux dates d'acquisition des données bathymétriques récentes. Les carrés noirs indiquent la position des 98 stations de prélèvement.

#### 4.3.2.3 Budget sédimentaire

La carte de différence bathymétrique (Fig. 4.5 b) révèle une distribution complexe de zones de budget sédimentaire négatif (érosion) et positif (dépôt) dans les Pertuis Charentais avec des valeurs comprises entre moins de -10 m et plus de +10 m. Les zones d'érosion sont rencontrées

principalement sur les pentes des fosses de Chevarache et d'Antioche, au sommet de la Longe de Boyard et au fond des chenaux de marée de la baie de Marennes-Oléron. Les zones de dépôt sont caractéristiques de la limite ouest du drapage vaseux (Fig. 3.7, page 50), qui remplit les parties les plus profondes des fosses ainsi que de l'anse de l'Aiguillon, les flancs de la longe de Boyard, le chenal de la Rade des Trousses et les flancs des chenaux de marée de la baie de Marennes-Oléron.

### 4.3.3 Réponse des assemblages sub-fossiles aux facteurs hydrosédimentaires

#### 4.3.3.1 Nature des fonds et tension sur le fond

Les valeurs de moyenne et d'écart-type pondérées des trois variables hydro-sédimentaires ont été calculées pour chaque espèce, à l'exception de *Cerastoderma edule* et *Mytilus edulis*, qui ont subi un transport post-mortem depuis les zones intertidales. Le long du gradient granulométrique et hydrodynamique croissant (des vases vers les graviers et des zones calmes vers les zones exposées), les assemblages sont répartis de la manière suivante :

- Assemblage à *Spisula subtruncata* (Fig. 4.6 a) : les moyennes pondérées sont comprises entre  $4.8 \pm 0.4$  et  $4.2 \pm 0.7 \phi$  pour la granulométrie et entre  $0.08 \pm 0.04$  et  $0.13 \pm 0.09$  N.m<sup>-2</sup> pour la tension sur le fond. Cet assemblage, qui est le plus abondant, a une distribution spatiale très large dans les deux Pertuis, qui coïncide avec celle des fonds vaseux et sablo-vaseux correspondant à des zones de faible tension sur le fond.
- Assemblage à *Anomia ephippium* (Fig. 4.6 b) : les moyennes pondérées sont comprises entre  $3.9 \pm 1.2$  et  $2.9 \pm 1.1 \phi$  pour la granulométrie et entre  $0.13 \pm 0.06$  et  $0.18 \pm 0.06$  N.m<sup>-2</sup> pour la tension sur le fond. La distribution spatiale de cet assemblage n'est pas liée à celle d'une classe granulométrique spécifique, ce qui explique les valeurs élevées d'écart-types. Elle correspond à des zones de tension faible à modérée.
- Assemblage à *Donax vittatus* (Fig. 4.6 c) : les moyennes pondérées sont comprises entre  $3.4 \pm 0.7$  et  $3.0 \pm 0.7 \phi$  pour la granulométrie et entre  $0.36 \pm 0.25$  et  $0.50 \pm 0.25$  N.m<sup>-2</sup> pour la tension sur le fond. Cet assemblage est caractéristique de la Longe de Boyard, avec des fonds de sables fins et moyens et une forte tension sur le fond.

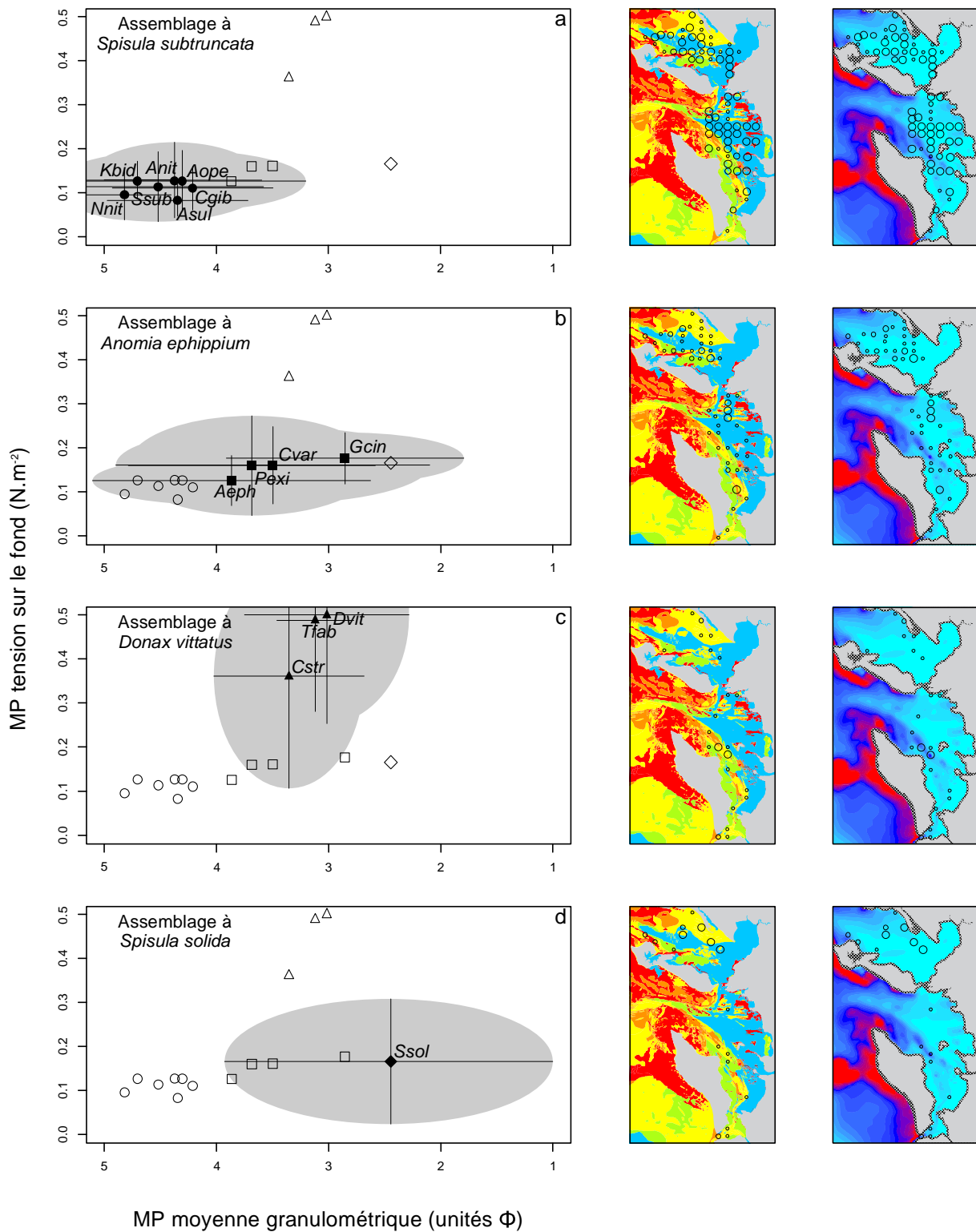


FIGURE 4.6 – Réponse des assemblages autochtones à la nature des fonds et à la tension sur le fond. Pour chaque assemblage sont indiqués, de gauche à droite, le graphique des valeurs de moyenne pondérée (MP) de la moyenne granulométrique (unités  $\phi$ ) et de la tension sur le fond ( $N.m^{-2}$ ), les abondances relatives cumulées des espèces appartenant aux assemblages superposées à la carte sédimentologique (voir Fig. 4.2 a pour la légende) et à celle de la tension sur le fond (voir Fig. 4.5 pour la légende). Les abréviations à quatre lettres correspondent aux noms d'espèces (a) Assemblage à *Spisula subtruncata* (Anit : *Abra nitida*, Aoep : *Aequipecten opercularis*, Asul : *Astarte sulcata*, Cgib : *Corbula gibba*, Kbid : *Kurtiella bidentata*, Nnit : *Nucula nitidosa* et Ssub : *Spisula subtruncata*), (b) Assemblage à *Anomia ephippium* (Aeph : *Anomia ephippium*, Cvar : *Chlamys varia*, Gcin : *Gibbula cineraria*, Pexi : *Parvicardium exiguum*), (c) Assemblage à *Donax vittatus* (Cstr : *Chamelea striatula*, Dvit : *Donax vittatus*, Tfab : *Tellina fabula*) et (d) Assemblage à *Spisula solida* (Ssol).

- Assemblage à *Spisula solida* (Fig. 4.6 d) : la moyenne pondérée est de  $2.4 \pm 1.5$  pour la granulométrie et de  $0.17 \pm 0.54 \text{ N.m}^{-2}$  pour la tension sur le fond. La distribution spatiale de cette espèce correspond à celle des zones de sables grossiers et de graviers au nord du domaine interne du Pertuis Breton.

#### 4.3.3.2 Budget sédimentaire

La réponse des assemblages sub-fossiles au budget sédimentaire (Fig. 4.7 a) se répartit selon un gradient régulier depuis des valeurs de moyennes pondérées négatives (érosion) de  $-1.1 \pm 2.1 \text{ m}$  (*Tellina fabula*) vers des valeurs positives (dépôt) de  $+1.6 \pm 3.4 \text{ m}$  (*Donax vittatus*). Deux groupes d'espèces cohérents se dégagent le long du gradient avec des valeurs de moyenne pondérée significativement différents (test de Kruskal-Wallis,  $p < 0.05$ ). D'une part, les bivalves épigées à coquille épaisse *Parvicardium exiguum*, *Anomia ephippium* et *Chlamys varia* et le gastéropode *Gibbula cineraria*, qui appartiennent tous à l'assemblage à *A. ephippium*, sont caractérisés par des valeurs entre  $-1.0 \pm 1.5$  et  $-0.8 \pm 1.5 \text{ m}$ . Ils sont inféodés aux zones en érosion, en particulier dans le domaine interne du Pertuis Breton, au nord du domaine interne du Pertuis d'Antioche et à l'ouest de la baie de Marennes-Oléron (Fig. 4.7 b). D'autre part, les bivalves endogées à coquille fine *Nucula nitidosa*, *Kurtiella bidentata* et *Abra nitida*, qui appartiennent à l'assemblage à *Spisula subtruncata*, sont caractérisés par des valeurs entre  $+0.6 \pm 1.1$  et  $+1.6 \pm 2.2 \text{ m}$ . Ils sont inféodés aux zones en dépôt, en particulier à la limite ouest du drapage vaseux, dans les fosses de Chevarache et d'Antioche (Fig. 4.7 c).

## 4.4 Discussion

### 4.4.1 Inertie taphonomique

L'inertie taphonomique représente le temps mis par l'assemblage sub-fossile pour acquérir la signature d'un changement écologique (Kidwell, 2007). Dans le cas présent, nous estimons l'inertie taphonomique par le temps écoulé entre l'introduction d'un mollusque non-indigène dans le milieu et sa première apparition dans l'assemblage sub-fossile. Parmi les mollusques non-indigènes introduits dans les Pertuis Charentais (Gouletquer *et al.*, 2002), la crépidule

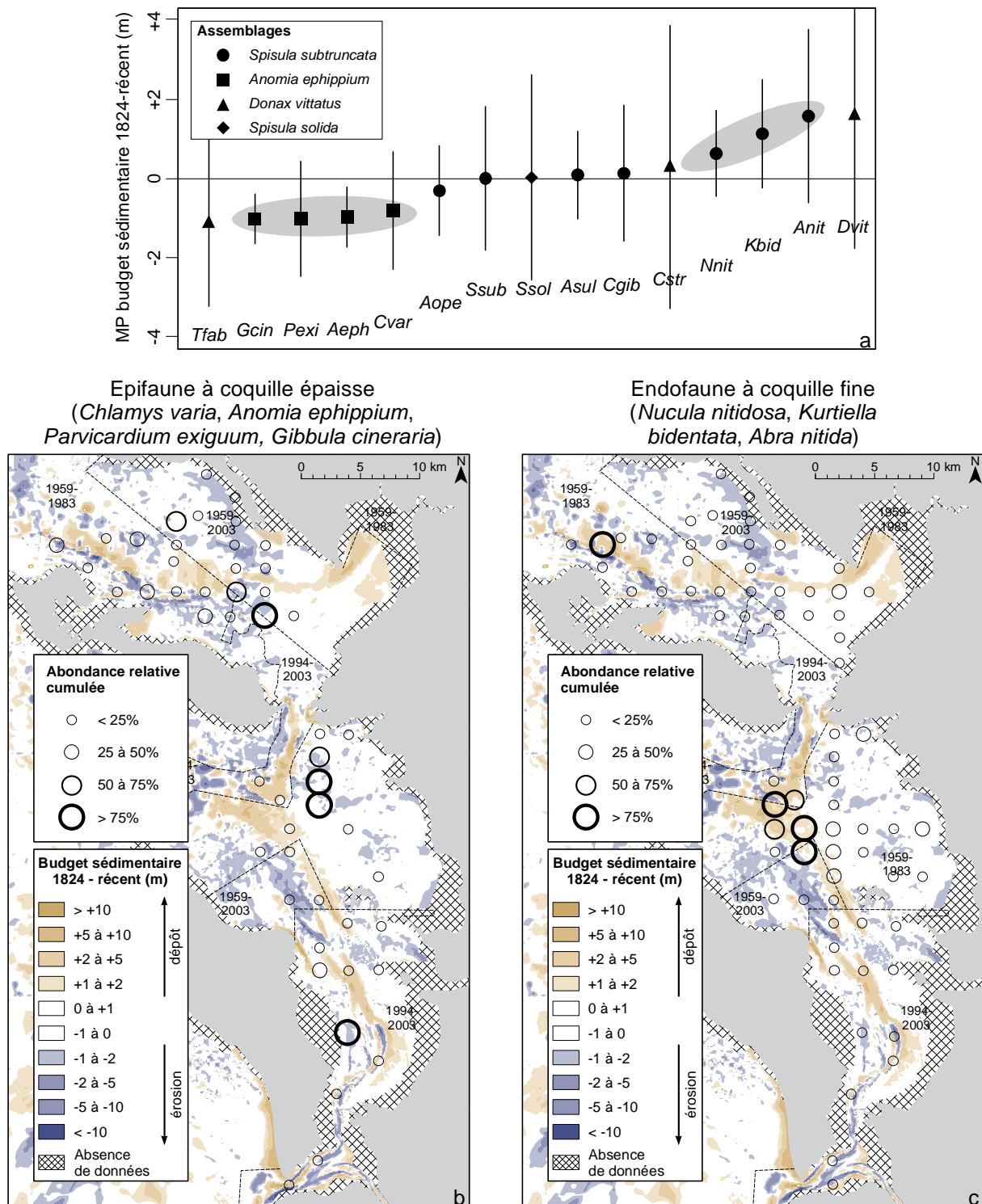


FIGURE 4.7 – (a) Réponse des assemblages sub-fossiles autochtones au budget sédimentaire. Les abréviations à quatre lettres correspondent aux noms d'espèces (voir Fig. 4.6 pour la liste détaillée). (b) Valeurs des abondances relatives cumulées des bivalves épigées à coquille épaisse *Chlamys varia*, *Anomia ephippium* et *Parvicardium exiguum* et du gastéropode *Gibbula cineraria*, superposées à la carte de budget sédimentaire. (c) Valeurs des abondances relatives cumulées des bivalves endogées à coquille fine *Nucula nitidosa*, *Kurtiella bidentata* et *Abra nitida*, superposées à la carte de budget sédimentaire.

*Crepidula fornicata* est l'espèce la plus appropriée pour cette estimation. Elle ne fait pas l'objet d'un élevage aquacole en Europe, elle vit dans des zones subtidales peu profondes qui ont été largement échantillonnées dans cette étude et il existe une bonne connaissance historique sur la dynamique de ses populations depuis la découverte de l'espèce en baie de Marennes-Oléron en 1969 – 1970 (Lubet & Gall, 1972). La crépidule n'a pas été trouvée par Hily (1976) qui a réalisé un échantillonnage de la macrofaune benthique subtidale dans les Pertuis en 1974 et 1975, ce qui suggère que *C. fornicata* est restée à l'état cryptique pendant au moins 5 ou 6 ans. La cartographie des populations dans les chenaux de la baie de Marennes-Oléron en 1981 – 1982 (Deslous-Paoli, 1985) a révélé que les densités de crépidules pouvaient atteindre 3000 à 5000 individus.m<sup>-2</sup> à cette époque, indiquant une croissance exponentielle de cette population locale. Des quantités significatives de coquilles de crépidules mortes reposant sur les fonds de la baie de Marennes-Oléron ont été mentionnées pour la première fois en 1984 (Sauriau, 1987). En 1995, une cartographie détaillée de la zone (Sauriau *et al.*, 1998) a confirmé cette découverte, en montrant que les coquilles de crépidules mortes représentaient en moyenne de 25 à 75 % des contenus de benne.

L'apparition d'une espèce dans un assemblage sub-fossile est fonction de l'abondance des individus vivants, de leur fécondité, de leur longévité et de la durabilité post-mortem de leur coquille. *Crepidula fornicata* combine plusieurs caractéristiques expliquant sa très faible inertie taphonomique : une croissance rapide (Deslous-Paoli, 1985), une fécondité élevée (Richard *et al.*, 2006), une capacité de dispersion élevée liée à une phase larvaire planctotrophique (Viard *et al.*, 2006), l'absence de prédateurs dans les environnements européens impactés (Thieltges *et al.*, 2004) et une coquille relativement robuste pouvant être utilisée comme support pour le recrutement de nouvelles colonies. Bien que cette estimation, basée sur une espèce non-indigène, ne puisse pas être généralisée à toutes les espèces de mollusques, elle suggère une inertie taphonomique de l'ordre de la décennie (1985 – 1995), ce qui est cohérent avec l'estimation proposée par Kidwell (2007) à partir d'une méta-analyse statistique. En conséquence, il est probable que les assemblages sub-fossiles des Pertuis Charentais soient capables d'acquérir rapidement la signature d'un changement environnemental, autorisant *a priori* des reconstitutions paléoenvironnementales à haute résolution temporelle.

#### 4.4.2 Espèces allochtones

Les assemblages sub-fossiles extraits des zones subtidales peu profondes des Pertuis Charentais contenaient peu de mollusques allochtones. Quelques coquilles de gastéropodes terrestres (*Helix aspersa*, *Limnea* sp.), mêlées à d'abondants restes végétaux, ont été trouvées dans les stations B11 et A58 qui se situent respectivement à l'embouchure de la Sèvre Niortaise et de la Charente. Bien que l'abondance relative de ces espèces soit négligeable (moins de 1 %), il s'agit d'un exemple d'assemblage mixte ("mixed assemblage" ; [Kidwell & Bosence, 1991](#)) correspondant à la transition entre les assemblages sub-fossiles strictement marin et terrestre.

Une contamination plus significative des assemblages sub-fossiles subtidaux est liée à l'apport d'espèces intertidales. La coque *Cerastoderma edule* est rencontrée en grande abondance sur les vasières intertidales de la baie de Marennes-Oléron ([Sauriau, 1987](#) ; [Sauriau et al., 1989](#)). Les forts courants de marée pendant le jusant drainent ces vasières, aboutissant à un transport globalement orienté des zones intertidales vers les zones subtidales ([Gouleau et al., 2000](#)). Ceci explique pourquoi de grandes quantités de coquilles de *C. edule* mortes ont été trouvées dans les chenaux du centre de la baie, à proximité du niveau des basses mers de vives-eaux. Ce transport post-mortem a très probablement été facilité par la forme sphérique des coquilles de *C. edule* ([Morton, 1964](#)).

Une interprétation similaire peut être proposée pour la moule *Mytilus edulis*. Les larves de *M. edulis* colonisent des substrats durs, aussi bien en zone intertidale que subtidale, à condition que les courants soient assez forts pour assurer une faible turbidité de la colonne d'eau et un apport suffisant de phytoplancton. Les zones mytilicoles du Pertuis Breton sont alimentées en larves captées sur des collecteurs artificiels (cordes de chanvre). Les grandes coquilles trouvées le long de la pointe d'Arçay ont été transportées post-mortem depuis ces zones, ce qui reflète un impact anthropique sur l'assemblage sub-fossile. Les populations sauvages observées le long des estrans de la côte nord-est de l'île de Ré proviennent du recrutement de larves issues des zones mytilicoles ou d'autres populations sauvages. Les coquilles trouvées sur la pente sud-ouest de la fosse de Chevarache ont aussi été transportées post-mortem depuis ces bancs de moules intertidaux. Dans les deux cas, le transport de coquilles depuis la zone intertidale a contaminé l'assemblage sub-fossile subtidal en place.



L'étendue du transport post-mortem d'espèces intertidales allochtones vers les zones subtidales est seulement de l'ordre de quelques centaines à milliers de mètres (distance linéaire minimale entre les stations de prélèvement et le niveau des basses mers de vives-eaux ; Fig. 4.4) du fait de la tension sur le fond relativement faible ( $< 0.5 \text{ N.m}^{-2}$ ) dans les deux Pertuis. Ce transport modéré est cohérent avec les observations de [Kidwell & Bosence \(1991\)](#). A partir d'une compilation de données trouvées dans la littérature, ces auteurs ont suggéré que la plupart des espèces allochtones dans les environnements littoraux est transportée depuis des "habitats immédiatement adjacents" (ce qui est le cas ici) et que ce transport est sélectif, affectant principalement "l'épifaune non encroûtante", comme *Mytilus edulis*, ou "l'endofaune peu enfouie", comme *Cerastoderma edule*. Les espèces allochtones transportées en dehors de leur habitat et incluses dans un assemblage sub-fossile diminuent la concordance vivant-mort ([Kidwell & Bosence, 1991](#)). Une fois incorporées au registre fossile, ces assemblages biaisés peuvent conduire à des interprétations erronées.

#### 4.4.3 Concordance vivant/mort

La concordance vivant-mort a pu être estimée en comparant les assemblages sub-fossiles avec les études quantitatives de la macrofaune endogée vivant dans les Pertuis Charentais ([Hily, 1976](#) ; [Sauriau et al., 1989](#)), sur la base de l'abondance relative moyenne des espèces. Cette comparaison n'a pas été possible pour l'assemblage à *Anomia ephippium* car aucune communauté vivante similaire n'a été décrite quantitativement dans les Pertuis pour le moment ([Hily, 1976](#) ; [Sauriau et al., 1989](#) ; pour une liste faunistique en baie de Marennes-Oléron, voir [Sauriau & Pigeot, sous presse](#)) et car les substrats durs ne représentent qu'une petite fraction des zones subtidales (Fig. 4.2 a). Néanmoins, d'après les préférences écologiques des espèces qui le composent ([Tebble, 1966](#) ; [Høpner Petersen & Russell, 1971](#) ; [Graham, 1988](#)), l'assemblage à *Anomia ephippium* forme un groupe cohérent composé de bivalves épigées suspensivores et d'un gastéropode (*Gibbula cineraria*) qui ne sont pas inféodés à une classe granulométrique précise mais à des substrats durs, ce qui explique l'écart-type pondéré élevé pour la granulométrie (Fig. 4.6 b).

La composition taxonomique des trois autres assemblages autochtones est fidèle à celle

Nature des fonds	Espèce	Abondance relative moyenne (%)
Vase et vase sableuse	<i>Abra nitida</i>	28.3
	<b><i>Nucula nitidosa</i></b>	25.1
	<b><i>Kurtiella bidentata</i></b>	13.4
	<i>Philine aperta</i>	11.2
	<b><i>Corbula gibba</i></b>	7.2
	<b><i>Spisula subtruncata</i></b>	5.1
	<i>Dentalium novemcostatum</i>	2.9
	<i>Pandora inaequalis</i>	1.3
	<i>Turritella communis</i>	1.3
	<i>Phaxas pellucidus</i>	1.3
	<i>Barnea candida</i>	1.1
	<i>Abra alba</i>	1.1
	<i>Macoma baltica</i>	0.5
Sable fin et sable	<b><i>Tellina tenuis</i></b>	28.8
	<b><i>Tellina fabula</i></b>	14.2
	<b><i>Donax vittatus</i></b>	14.2
	<i>Mactra corallina</i>	14.2
	<i>Abra alba</i>	9.5
	<i>Pandora inaequalis</i>	9.5
	<b><i>Chamelea striatula</i></b>	4.7
	<b><i>Spisula solida</i></b>	4.7
Sable grossier et gravier	<b><i>Spisula solida</i></b>	85.5
	<i>Abra alba</i>	9.8
	<i>Dentalium entale</i>	4.7

TABLE 4.2 – Abondance relative moyenne des mollusques endogées composant les communautés benthiques dans les Pertuis Charentais (modifié d'après Hily, 1976), en lien avec la nature des fonds. Les noms en gras indiquent les espèces sélectionnées dans la présente étude.

des communautés vivantes dont elles proviennent :

- l'assemblage à *Spisula subtruncata* correspond à la communauté à *Syndosmya* (= *Abra*) décrite par Thorson (1957), qui est composée principalement de bivalves suspensivores et/ou déposivores vivant sur des fonds sablo-vaseux riches en matière organique typiques des zones abritées. Ces milieux sont bien représentés dans les Pertuis Charentais (Hily, 1976), où les communautés vivantes sont dominées par des bivalves déposivores à coquille fine tels que *Abra nitida* (abondance relative moyenne 28.3 % ; Table 4.2), *Nucula nitidosa* (25.1 %) et *Kurtiella bidentata* (13.4 %), accompagnés par des suspensivores

à coquille épaisse comme *Corbula gibba* (7.2 %) et *Spisula subtruncata* (5.1 %). Comme cela a été observé dans des enregistrements sédimentaires holocènes des Pertuis Charentais (Gruet & Sauriau, 1994 ; Poirier *et al.*, 2009), *Spisula subtruncata* et *Corbula gibba* sont les espèces dominantes des assemblages sub-fossiles, avec des abondances relatives moyennes de 46.8 % et 26.5 % respectivement, alors que *Abra nitida* (1.6 %), *Nucula nitidosa* (13.3 %) et *Kurtiella bidentata* (4.5 %) sont minoritaires.

- l'assemblage à *Donax vittatus* correspond à la communauté de Thorson à *Tellina*, qui est composée de bivalves suspensivores vivant sur des fonds sableux exposés au déferlement de la houle. Dans les Pertuis Charentais, la communauté (Hily, 1976) est dominée par le bivalve à coquille fine *Tellina tenuis* (28.8 %), accompagné de *Tellina fabula* et *Donax vittatus* (tous deux 14.4 % ; Table 4.2). A l'inverse, l'assemblage sub-fossile est dominée par le bivalve à coquille épaisse *Donax vittatus* (68.2 %), alors que *Tellina fabula* ne représente que 2.8 % de l'assemblage et que *Tellina tenuis* n'a pas été rencontrée.
- l'assemblage à *Spisula solida* correspond à une communauté de Thorson à *Venus* modifiée. Il n'existe pas ici de différences entre la communauté et l'assemblage sub-fossile, puisque *S. solida* est le seul bivalve de la communauté (à l'exception des espèces ubiquistes *Abra alba* et *Dentalium entale* présentes en faible quantité ; Table 4.2), laquelle est dominée plutôt par des organismes à tissus mous comme des amphipodes ou des polychètes (Hily, 1976).

Conformément aux attentes taphonomiques (Behrensmeyer *et al.*, 2005), la taille et l'épaisseur des coquilles sont les facteurs qui expliquent le mieux la discordance entre communautés et assemblages sub-fossiles dans les Pertuis Charentais. Les bivalves suspensivores, à coquille épaisse et de grande taille comme *Spisula*, *Corbula* ou *Donax* apparaissent en quantité disproportionnée dans les assemblages sub-fossiles car ils possèdent un excellent potentiel de préservation en comparaison avec des espèces aux coquilles plus petites et fines comme *Abra*, *Nucula*, *Kurtiella* ou *Tellina*.

#### 4.4.4 Préservation des gradients environnementaux

Le long du gradient granulométrique et hydrodynamique (Fig. 4.6), les trois assemblages sub-fossiles autochtones endogées sont répartis en accord étroit avec les préférences écologiques des espèces qui les composent (Hily, 1976 ; Sauriau *et al.*, 1989), préservant ainsi les différences de composition taxonomique selon les faciès sédimentaires. Les preuves de transport post-mortem au sein de ces assemblages sont rares. Quelques coquilles de *Spisula solida* ont été trouvées sur des fonds vaseux, mais les stations incriminées étaient très proches des fonds de sable grossier qui constituent l'habitat favori de cette espèce (Hily, 1976 ; Dauvin, 1997). Ces stations expliquent l'écart-type pondéré de la granulométrie élevé pour *Spisula solida* (Fig. 4.6 d).

*Astarte sulcata*, qui appartient à l'assemblage à *Spisula subtruncata*, a été trouvée dans la fosse de Chevarache. Cette espèce est couramment décrite dans la zone circalittorale inférieure. Les coquilles d'individus morts ont très probablement été transportées depuis ces zones profondes du large à la faveur de conditions hydrodynamiques énergétiques. Idier *et al.* (2006) ont en effet montré qu'à l'entrée du Pertuis d'Antioche, la conjonction entre les marées de vives-eaux et les tempêtes hivernales peuvent déclencher un transport vers la côte de particules de sédiment grossier de plusieurs millimètres de diamètre et donc *a priori* de coquilles de mollusques. Cependant, la contamination de l'assemblage sub-fossile autochtone est peu significative, puisque l'abondance relative moyenne d'*Astarte sulcata* est de  $0.7 \pm 1.3$  %.

La dispersion des coquilles entre les habitats et au sein des habitats est donc très limitée, de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres (distance linéaire minimale entre les stations de prélèvement et les zones de sédiment constituant l'habitat privilégié, Fig. 4.2 a). Ceci confirme les résultats de Tomašových & Kidwell (2009) qui ont prouvé, sur la base d'une méta-analyse statistique, que les assemblages sub-fossiles préservent les gradients spatiaux et environnementaux de la même manière que les communautés. Il est donc vraisemblable que les assemblages sub-fossiles, en l'absence de signes évidents de modification par des processus post-mortem, fournissent une représentation fidèle de leurs environnements immédiatement adjacents.

#### 4.4.5 Budget sédimentaire

En dehors de la granulométrie et de la tension sur le fond, le budget sédimentaire a également une influence significative sur la composition et la distribution spatiale des assemblages sub-fossiles subtidaux autochtones des Pertuis Charentais. Deux groupes cohérents d'espèces se distinguent le long du gradient entre budget sédimentaire négatif (érosion) et positif (dépôt). L'assemblage à *Anomia ephippium* est caractéristique des zones en érosion. Il est composé d'espèces épigées vivant fixées à des substrats durs. Ces substrats (roches, galets et grandes coquilles) sont probablement plus abondants dans les zones en érosion, en comparaison des sédiments fins (cohésifs ou non) qui dominent les zones de dépôt. L'érosion, en concentrant ou en exposant les roches et les galets, favorise la colonisation par des mollusques épigées, fixés soit par un pied permanent carbonaté chez *Anomia ephippium* ou par un byssus flexible chez *Chlamys varia* et *Parvicardium exiguum*. A l'inverse, les mollusques à coquille fine *Nucula nitidosa*, *Kurtiella bidentata* et *Abra nitida* sont caractéristiques de zones de dépôt. Ces bivalves fragiles sont plus abondants dans les zones d'accumulation rapide de sédiment fin où elles ont été *a priori* rapidement enfouies et donc exposées plus brièvement aux processus de destruction post-mortem (Kidwell & Bosence, 1991).

Ces résultats démontrent l'influence importante du budget sédimentaire sur la composition et la distribution spatiale des assemblages sub-fossiles. Dans les zones en érosion, elles sont dominées par des espèces épigées du fait de la disponibilité des substrats durs, les coquilles étant résistantes aux conditions érosives. Dans les zones en dépôt, les assemblages sub-fossiles sont dominés par des espèces endogées à coquille fine, du fait de leurs préférences écologiques et de leur faible capacité de préservation. En conséquence, il semble que les assemblages de mollusques fossiles puissent être utilisés comme indicateurs écologiques et taphonomiques des taux de sédimentation passés.

### 4.5 Conclusion

L'étude détaillée des assemblages sub-fossiles de mollusques benthiques des Pertuis Charentais renforce l'intérêt de leur utilisation en tant qu'indicateurs de paléoenvironnements

puisque :

1. les assemblages sub-fossiles semblent susceptibles d'acquérir la signature d'un changement du milieu rapidement (inertie taphonomique de l'ordre de la décennie), comme cela a pu être déduit de l'incorporation de l'espèce non-indigène *Crepidula fornicata*.
2. les espèces allochtones trouvées dans les assemblages sub-fossiles subtidaux proviennent de cours d'eau ou de vasières intertidales immédiatement adjacentes plutôt que d'habitats lointains. Le transport post-mortem des coquilles, liés aux courants fluviaux ou au drainage des vasières pendant le jusant, se fait sur des distances de l'ordre de la centaine ou du millier de mètres.
3. la composition taxonomique des communautés et des assemblages sub-fossiles est similaire, ce qui indique que la concordance vivant-mort en milieu subtidal est plutôt élevée. La durabilité des coquilles (épaisseur et taille) explique largement les discordances observées entre les deux assemblages.
4. les assemblages sub-fossiles subtidaux préservent avec précision les gradients granulométrique et hydrodynamique, de la même manière que les communautés dont elles proviennent. La dispersion des coquilles est de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres.
5. le budget sédimentaire a une influence significative sur les assemblages sub-fossiles. L'érosion crée ou maintient des zones de substrats durs favorables à la colonisation d'espèces épigées à coquille épaisse, résistantes à des conditions de préservation post-mortem défavorables. Le dépôt rapide de sédiments fins favorise la colonisation, l'enfouissement rapide et la préservation d'espèces endogées à coquille fine.

Les différences observées en fonction du budget sédimentaire pourraient être exploitées dans le registre fossile pour fournir des informations sur les paléo-budgets sédimentaires des enregistrements sédimentaires côtiers holocènes. Cette hypothèse va être vérifiée dans le chapitre suivant.

## Remerciements

Les auteurs remercient vivement Susan Kidwell et Michal Kowalewski, qui ont accepté de réviser ce manuscrit, pour leurs commentaires et leurs critiques constructives. L'échantillonnage sur le terrain s'inscrit dans le projet Ifremer et CNRS FONSOLE (2006 – 2008, financé par la Région Poitou-Charentes). Les cartes bathymétrique et de nature des fonds sont fournies par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et par la Direction Départementale de l'Équipement (DDE) 17. Nous remercions Thierry Garlan (SHOM) qui nous a permis d'utiliser ces données. La carte des zones conchylicoles est fournie par la Direction Des Affaires Maritimes (DDAM) 17 et la DDAM 85. L'application du système de modélisation MORSYS2D a été financé par la Fondation Portugaise pour la Science et la Technologie (FCT) au travers du projet MADYCOS (Réf. PTDC/ECM/66484/2006). Nous remercions enfin particulièrement Daphné Grulois, Nicolas Lavesque, Didier Leguay, Nathalie Malet et l'équipage de la V/O L'Estran pour le travail de terrain, ainsi que Emma Micheneau pour les analyses granulométriques. La thèse de Clément Poirier est financée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur.

## 4.6 Perspectives

### 4.6.1 Concordance vivant-mort

Pour le moment, les mollusques vivants ont été identifiés dans 29 stations de prélèvement (Nicolas Lavesque, laboratoire EPOC, Arcachon) sur les 98 existantes. Une estimation provisoire quantitative de la concordance vivant-mort peut être déjà proposée en se basant sur la méthodologie employée par Kidwell (2002, 2007). Les résultats obtenus de cette estimation provisoire concordent assez étroitement avec les observations de cet auteur. La richesse spécifique des assemblages sub-fossiles (en moyenne  $15.9 \pm 4.7$  espèces) est significativement plus élevée (test de Kruskal-Wallis,  $p = 0$ ) que celle des communautés ( $8.4 \pm 4.2$  espèces). L'excès de richesse spécifique de +89 % observé ici se situe dans l'intervalle décrit par Kidwell (2002), qui varie entre -50 % et +1900 % (valeur médiane +25%).

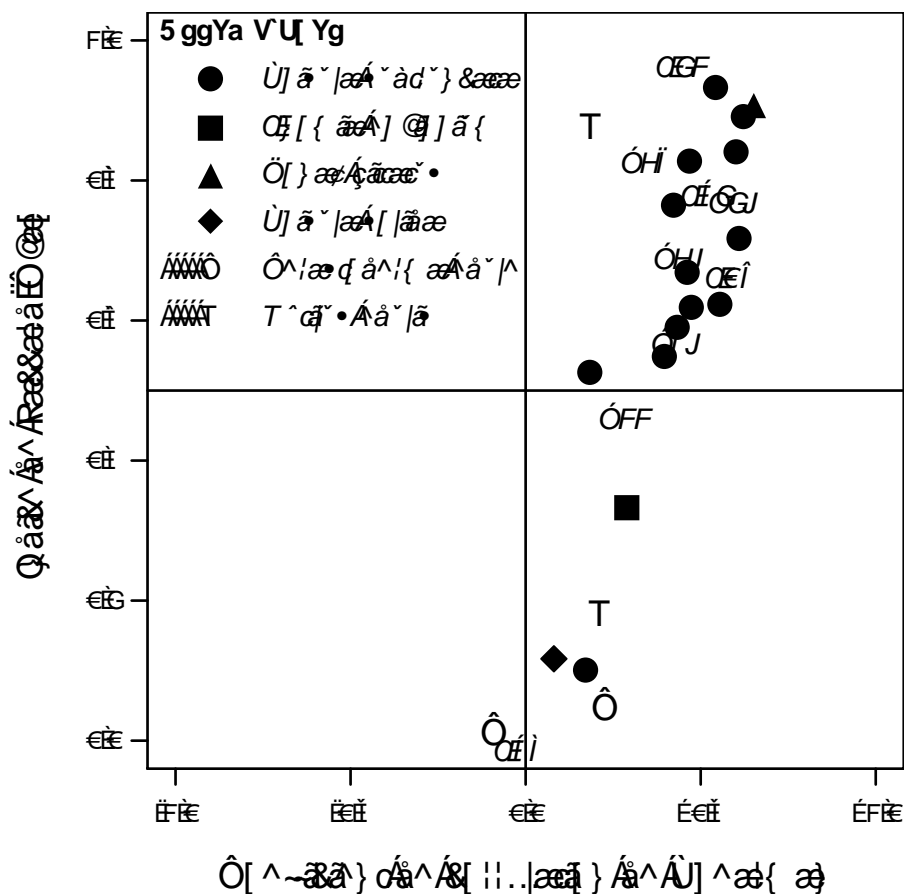


FIGURE 4.8 – Similarité taxonomique (indice de Jaccard-Chao) en fonction de la corrélation de rang de Spearman

La valeur médiane de l'indice de corrélation de Spearman trouvé pour les stations des Per-



tuis Charentais vaut 0.43. Elle est extrêmement proche de la valeur de 0.45 trouvée par [Kidwell \(2002\)](#) avec une méta-analyse statistique. Bien qu'elle ne soit pas parfaite, la similarité de la structure des assemblages de mollusques vivants et morts est significativement élevée. Les espèces abondantes dans les communautés le sont donc aussi dans les assemblages sub-fossiles et les espèces vivantes rares le restent également une fois mortes. La similarité taxonomique varie considérablement selon les stations, puisque l'indice de Jaccard-Chao varie entre 0.00 et 0.96 (Fig. 4.8). Les valeurs les plus faibles sont trouvées pour les assemblages allochtones à *Cerastoderma edule* et *Mytilus edulis*, ce qui est donc en accord avec les hypothèses formulées dans ce chapitre. Les valeurs les plus fortes sont rencontrées pour l'assemblage autochtone à *Spisula subtruncata* (en moyenne  $0.67 \pm 0.22$ ).

Il apparaît déjà des résultats préliminaires décrits ci-dessus que la concordance vivant-mort présente des variations spatiales importantes. Pour approfondir ces résultats, il convient désormais d'achever l'identification des mollusques vivants dans les 69 stations de prélèvement restantes, afin de les mettre en lien avec l'influence des paramètres hydrosédimentaires. Outre son intérêt local, cette étude à haute résolution permet d'obtenir une finesse d'analyse que l'approche méta-analytique proposée par certains auteurs ne permet pas d'obtenir.

## 4.6.2 Autres environnements

### 4.6.2.1 Estuaires

Quelques coquilles de gastéropodes terrestres (*Helix aspersa*, *Limnea* sp.) ont été trouvées dans les stations situées à l'embouchure de la Charente et de la Sèvre Niortaise. Malgré une abondance relative très faible (moins de 1 %), leur présence suggère l'existence d'assemblages mixtes ([Kidwell & Bosence, 1991](#)) à la transition entre des assemblages sub-fossiles strictement marins et terrestres. Des prélèvements pourraient être effectués dans les estuaires de la région, afin d'examiner l'influence du gradient hydrologique (salinité) et hydrodynamique (courants fluviaux et de marée) sur la composition et la structure des assemblages de mollusques. Cette étude pourrait également être étendue à d'autres groupes taxonomiques présentant un fort intérêt paléocologique, comme les foraminifères et les thécamoebiens ([Scott et al., 2001](#)) ou les diatomées ([Hassan et al., 2008](#)). Elle permettrait de fournir des informations

pour la classification des estuaires, en complément des modèles géologiques (Dalrymple *et al.*, 1992), hydrologiques (Pritchard, 1967) ou écologiques (Jay *et al.*, 2000) existants.

#### 4.6.2.2 Plages

Du fait de la sommation temporelle et spatiale des cohortes de mollusques, les assemblages sub-fossiles contiennent généralement plus d'espèces que les communautés adjacentes (Kidwell, 2002). Les accumulations de coquilles en haut de plage ou dans la zone de swash constituent donc généralement une représentation fidèle de la biodiversité malacologique locale, à condition que les processus de transport *post-mortem* n'induisent pas de modifications majeures des assemblages (Warwick & Light, 2002). Au cours d'observations sur le terrain, des mollusques trouvés le long du littoral de Charente-Maritime ont été identifiés. Conformément aux attentes, certaines espèces, bien que rares dans les 98 stations de prélèvements, ont été trouvées en grande quantité (*Epitonium commune*, *Marshallora adversa*), probablement du fait d'un fort potentiel de préservation *post-mortem* (coquilles épaisses et renforcées).

Par ailleurs, des buttes de coquilles de plusieurs dizaines de centimètres de haut ont pu être observées à plusieurs endroits, notamment au pied des falaises de la Pointe du Chay (Angoulins sur Mer). Elles sont indirectement d'origine anthropique puisqu'elles sont composées presque uniquement de restes de *Crepidula fornicata* et d'huîtres *Crassostrea gigas* provenant de zones ostréicoles adjacentes et/ou de populations sauvages. Bien que souvent retirées des plages qu'elles recouvrent à l'aide d'engins motorisés pour des raisons esthétiques, ces buttes de coquilles constituent pourtant une protection naturelle contre le démantèlement des falaises, généralement formées pendant les tempêtes hivernales (Poirier-Boegeat, 1972). Elles représentent également une contribution importante à la formation de barrières sédimentaires (cheniers) dans les environnements dominés par la houle. L'intérêt de ces accumulations de coquilles de mollusques dispersées le long du littoral, en termes de connaissance de la biodiversité locale et de protection contre l'érosion, méritent donc une attention particulière.



FIGURE 4.9 – Accumulation de coquilles de *Crepidula fornicata* et *Crassostrea gigas* au pied des falaises de la Pointe du Chay (Angoulins sur Mer). Noter la présence d’une berme (flèche rouge) qui isole le pied de la falaise du déferlement des vagues pendant les hautes mers.

### 4.6.3 Foraminifères

La méthode employée dans cette étude sur les mollusques pourrait également être appliquée à d’autres groupes d’organismes fossilisables et notamment les foraminifères. Pour résoudre les quatre composantes de l’ ”équation taphonomique” (Kidwell & Bosence, 1991), il serait nécessaire de :

- production biologique : mettre en place un suivi à long terme des populations,
- environnement d’accumulation : mettre également en place un suivi à long terme des paramètres environnementaux à considérer (température, salinité, granulométrie, ma-

tière organique, oxygène, pH, *etc.*),

- susceptibilité biostratigraphique : identifier les espèces les plus vulnérables aux altérations post-mortem par mesure de la concordance vivant/mort par exemple,
- durée d'accumulation : quantifier les budgets sédimentaires à l'échelle de la durée de vie des foraminifères (quelques mois) et estimer la durée de la sommation temporelle.

Ceci suppose enfin de concevoir une stratégie d'échantillonnage adaptée, notamment du point de vue de la position des stations de prélèvement (prise en compte des microhabitats) et du matériel utilisé (box-corer plutôt que benne van Veen pour ne pas perturber la distribution verticale des foraminifères dans le sédiment).

A plus court terme, il serait intéressant d'appliquer l'approche méta-analytique de S. Kidwell sur des données existantes, en sélectionnant les publications pour lesquelles le comptage des individus vivants et morts a été effectué séparément. Ceci pourrait être réalisé assez facilement, étant donné que les publications en micropaléontologie font souvent état en annexe des données de comptage brutes.

## Chapitre 5

# Les mollusques fossiles peuvent-ils enregistrer d'autres changements environnementaux que la transgression marine holocène ?

Clément Poirier, Eric Chaumillon, Pierre-Guy Sauriau, Jonathan Allard, 2009

Can molluscan assemblages give insights into Holocene environmental changes other than sea level rise? A case study from a macrotidal bay (Marennes-Oléron, France)

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 280, 105 – 118

Manuscrit reçu par l'éditeur le 3 octobre 2008

Décision rendue par l'éditeur le 26 mars 2009 : manuscrit accepté avec révisions mineures

Manuscrit reçu par l'éditeur sous sa forme révisée le 16 avril 2009

Manuscrit accepté le 5 juin 2009

## 5.1 Introduction

### 5.1.1 Problématique générale

Les assemblages de mollusques fossiles ont été peu utilisés pour la reconstitution des paléoenvironnements côtiers holocènes, et souvent en complément de la micropaléontologie (par ex. [Borrego \*et al.\*, 1999](#) ; [Bernasconi \*et al.\*, 2006](#)). Dans la grande majorité des cas, les travaux mettent en évidence l'impact prépondérant de la montée du niveau marin relatif entre 11.7 et 7 ka BP et les variations de salinité associées. Selon la géomorphologie locale, la transgression holocène est responsable de la transition depuis des assemblages dulçaquicoles ([Ivanova \*et al.\*, 2007](#)) ou estuariens ([Taldenkova \*et al.\*, 2005](#) ; [Zinke \*et al.\*, 2005](#) ; [Allard \*et al.\*, 2008b](#)) vers des assemblages marins.

### 5.1.2 Problématique locale

Le comblement sédimentaire des Pertuis Charentais a été largement étudié (partie [3.3](#), page [55](#)). Les travaux en question ont mis en évidence des changements environnementaux récents ne dépendant cette fois-ci pas des variations du niveau marin relatif. En revanche, les méthodes utilisées (profils sismiques à très haute résolution et données sédimentologiques) n'ont pas permis de décrire la succession des paléoenvironnements associée à ces changements ([Chaumillon \*et al.\*, 2004](#) ; [Billeaud \*et al.\*, 2005](#) ; [Chaumillon & Weber, 2006](#) ; [Allard \*et al.\*, 2010](#)).

### 5.1.3 Objectifs

L'objectif de ce chapitre est donc de vérifier si les mollusques peuvent enregistrer d'autres changements environnementaux que ceux engendrés par les variations du niveau marin relatif pendant l'Holocène. Pour cela, les fossiles de mollusques ont été extraits de trois enregistrements sédimentaires longs de 8000, 5500 et 2600 ans dans la baie de Marennes-Oléron, pour lesquels les changements environnementaux évoqués précédemment ont été préalablement identifiés ([Chaumillon \*et al.\*, 2004](#) ; [Billeaud \*et al.\*, 2005](#) ; [Allard \*et al.\*, 2010](#)). Les résultats concernant l'influence du budget sédimentaire sur les mollusques (chapitre [4](#)) ont été appli-

qués à l'enregistrement le plus récent.

## 5.2 Matériels et méthodes

### 5.2.1 Enregistrements sédimentaires

Au cours de la campagne MOBIDYC5 (Université de La Rochelle, juin 2006, navire CNRS – INSU Côte de la Manche), 56 carottes ont été collectées dans les Pertuis Charentais. Cinq d'entre elles ont été sélectionnées : la carotte VC47 a été sélectionnée pour fournir des données sédimentologiques sur les unités stratigraphiques de l'est de la baie de Marennes-Oléron (ainsi que la carotte de référence VC48, [Allard \*et al.\*, 2008b](#)), et les carottes VC14, VC22, VC28 et VC30 pour l'ouest de la baie (Fig. 5.1). Les carottes ont été ouvertes transversalement, décrites, photographiées, radiographiées (SCOPIX, [Migeon \*et al.\*, 1999](#)) et échantillonnées pour les analyses granulométriques. Cet échantillonnage était sélectif, aux endroits où les radiographies montraient des changements de faciès visibles. La distribution granulométrique des échantillons a été mesurée avec un microgranulomètre à diffraction laser (Mastersizer S, Malvern Instruments ; gamme de détection de 0,05  $\mu\text{m}$  à 900  $\mu\text{m}$ ). La classification d'[Inman \(1952\)](#) a été utilisée pour définir les différentes fractions granulométriques : argile à silt fin (< 15  $\mu\text{m}$ ), silt moyen (15–30  $\mu\text{m}$ ), silt grossier (30–63  $\mu\text{m}$ ) et sable très fin à fin (> 63  $\mu\text{m}$ ). Un intervalle de vitesse d'ondes P de 1580 – 1720  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  a été choisi pour établir la corrélation entre les carottes et les profils sismiques, selon la relation existant entre cette vitesse et la moyenne granulométrique du sédiment échantillonné (30  $\mu\text{m}$  ; [Hamilton, 1972](#)). Les données d'altitude sont indiquées en référence au système NGF (Nivellement Général de la France).

### 5.2.2 Mollusques fossiles

Les restes de mollusques ont été extraits de 119 échantillons de sédiments, dont 26 provenant de la carotte VC47 et 18, 19, 25 et 31 provenant respectivement des carottes VC14, VC22, VC28 et VC30. Cet échantillonnage était sélectif, aux endroits où des coquilles étaient visibles à l'oeil nu à la surface des carottes ou par les radiographies. Lorsqu'aucune coquille n'était visible, le sédiment a été échantillonné tous les 25 cm environ. Pour éviter des biais

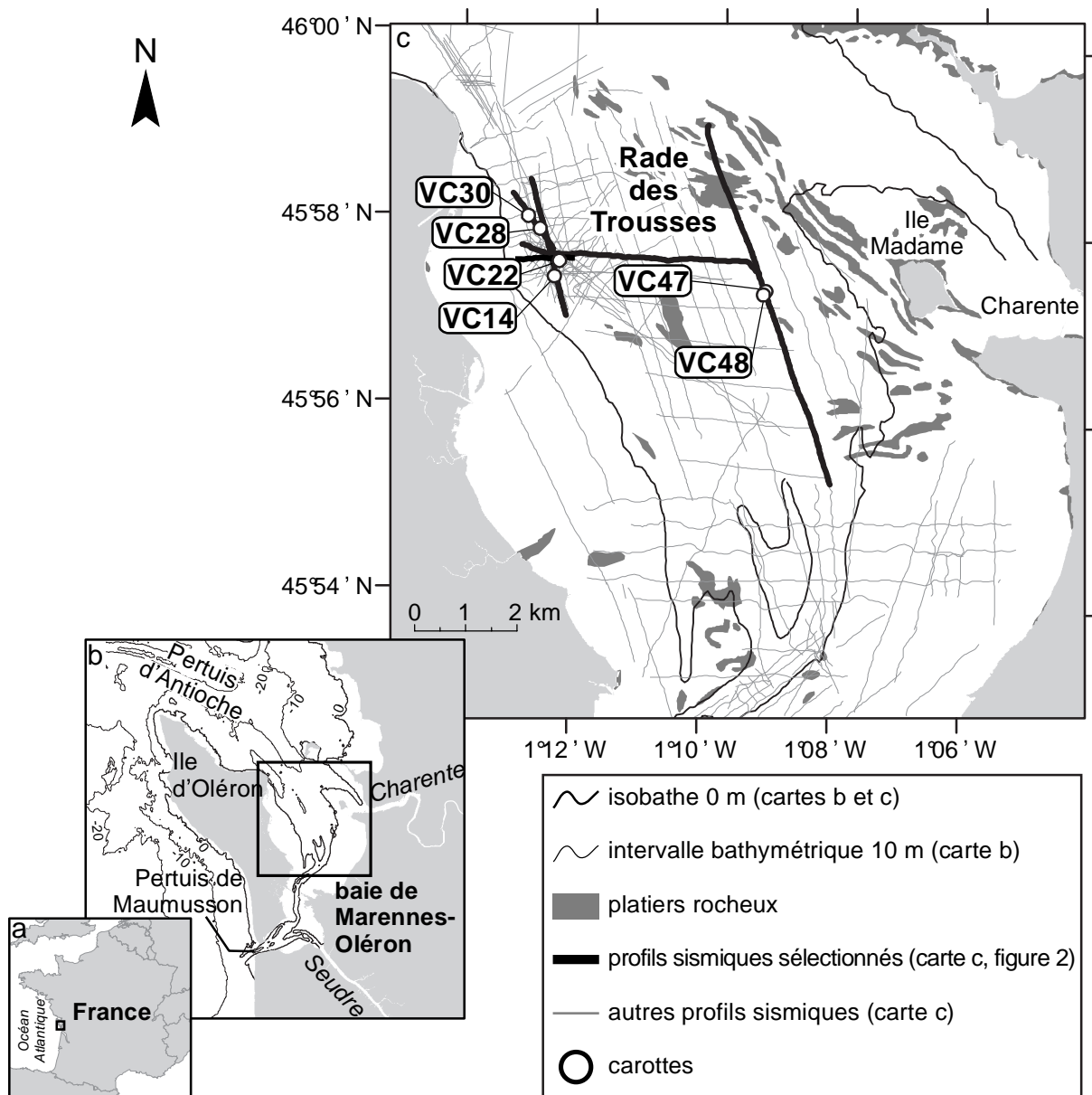


FIGURE 5.1 – Zone d'étude. (a) Carte de France. (b) Carte de la baie de Marennes-Oléron, indiquant les isobathes avec un intervalle de 10 m et les toponymes cités dans le texte. (c) Carte de la Rade des Trousses, indiquant les profils sismiques sélectionnés en gras et les 6 carottes sélectionnées. Les coordonnées sont indiqués selon le système géodésique WGS84.

dans l'analyse des données, la Zone Taphonomiquement Active (Davies *et al.*, 1989) n'a pas été échantillonnée. Dans les carottes, cette zone correspondait à la couche superficielle de 20 cm d'épaisseur, dans laquelle des coquilles de *Crepidula fornicata* ont été trouvées. Le niveau coquillier associé à la discordance érosionnelle EU1 a été échantillonnée, mais les coquilles portant des traces évidentes de remaniement, les échantillons n'ont pas été pris en compte dans l'analyse des données.

Les échantillons de sédiment ont été tamisés avec précaution sur une maille de 500  $\mu\text{m}$ .



Les restes de coquilles de mollusques ont été triés et identifiés si possible jusqu'à l'espèce. Les restes de trois genres n'ont pas pu être identifiés plus précisément. Les différentes espèces du genre *Abra* qui vivent le long de la côte atlantique française peuvent être distinguées en fonction de la dent latérale de la valve droite et de la taille du sinus palléal (Glémarec, 1964). S'agissant de restes usés, ces éléments étaient difficiles à voir. Du fait de leur petite taille, les gastéropodes pyramidellidés *Chrysallida* sp. et *Odostomia* sp. étaient souvent endommagés et donc difficiles à identifier. Cependant, ces trois genres représentant une part importante des assemblages ont été pris en compte dans l'analyse des données. Lorsque des coquilles cassées ont été trouvées, seules celles présentant une charnière intacte pour les bivalves et un apex ou un péristome intact pour les gastéropodes ont été considérées comme identifiables et donc comptées, même si les fragments étaient reconnaissables à leur couleur et/ou leur ornementation caractéristique. Les gastéropodes et les bivalves intacts ont été comptés comme 1 individu, et les valves désarticulées comme 0.5 individu. Les restes appartenant à la même espèce ont été regroupés et pesés avec une précision de 10 mg. La corrosion (c'est à dire la corrosion due à la destruction chimique et/ou l'abrasion due à la destruction physique ; Brett & Baird, 1986) des coquilles a été observée. La préservation des assemblages a été estimée en comparant la proportion de restes fragmentés non-identifiables par rapport à celle de restes préservés. La même méthodologie a été suivie pour les 17 échantillons extraits par Allard *et al.* (2008b) de la carotte de référence VC48.

La détermination de l'âge des unités stratigraphiques est basée sur des datations  $^{14}\text{C}$  réalisées par la méthode AMS par le Poznań Radiocarbon Laboratory (Poznań, Pologne). Neuf individus ou valves de mollusques appartenant aux espèces *Scrobicularia plana*, *Loripes lacteus*, *Ostrea edulis* et *Abra* sp. ont été choisies selon des critères écologiques et taphonomiques, suivant les recommandations de Fujiwara *et al.* (2004). La calibration des âges n'a pas été appliquée pour permettre la comparaison des résultats avec les travaux antérieurs (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2010).

### 5.2.3 Analyse des données

Les assemblages de mollusques fossiles ont été décrits après avoir écarté les espèces rares représentant moins de 1 % de l'abondance relative totale des assemblages dans chaque carotte. Deux matrices stations-espèces ont été obtenues, contenant respectivement les valeurs d'abondance et de calcimasse et incluant les échantillons de la carotte de référence VC48. L'analyse des données a été effectuée avec le logiciel R 2.6.2 (R Development Core Team, 2009).

La première étape de l'analyse des données a consisté à construire une matrice présence-absence (1/0), sans tenir compte de l'abondance ou de la calcimasse des espèces, afin de fournir une représentation simplifiée de la composition taxonomique des assemblages dans chaque unité stratigraphique. Des Analyses en Composantes Principales (ACP) ont ensuite été effectuées sur les valeurs d'abondance relative après une transformation  $\log_{10}(x + 1)$ , afin d'identifier des groupes caractéristiques d'espèces au sein des assemblages. Enfin, les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse ont été calculées selon la formule  $(ab_{ij} \times ms_{ij}) / \sum_{i=1}^n (ab_{ij} \times ms_{ij}) \times 100$ ,  $ab$  indiquant l'abondance et  $ms$  la calcimasse. Des tests de Kruskal-Wallis ont été effectués sur ces valeurs dans les cas où l'ACP ne mettait pas en évidence de variations significatives dans l'abondance relative des espèces.

## 5.3 Résultats

### 5.3.1 Données sédimentologiques

Dans la partie est de la Rade des Trousses, les enregistrements sédimentaires ont été obtenus par les carottes VC48 et VC47, extraites le long du profil M4b38 (Fig. 5.2). La carotte VC48 mesure 424 cm de long et traverse les unités sismiques UT4 et Ue1.2 ; la carotte VC47 mesure 403 cm de long et traverse les unités sismiques UT4 et Ue3 (Fig. 5.3). Dans la partie ouest de la Rade des Trousses, l'enregistrement sédimentaire est obtenu par les carottes VC14, VC22, VC28 et VC30, extraites le long des profils LSTULR6-33 et LSTULR6-37 (Fig. 5.2). Ces 4 carottes mesurent respectivement 406, 373, 351 et 390 cm de long et traversent les unités sismiques UT4 et UT2 (Fig. 5.4). L'unité UT4 s'affinant progressivement vers le nord (Fig. 5.2), la

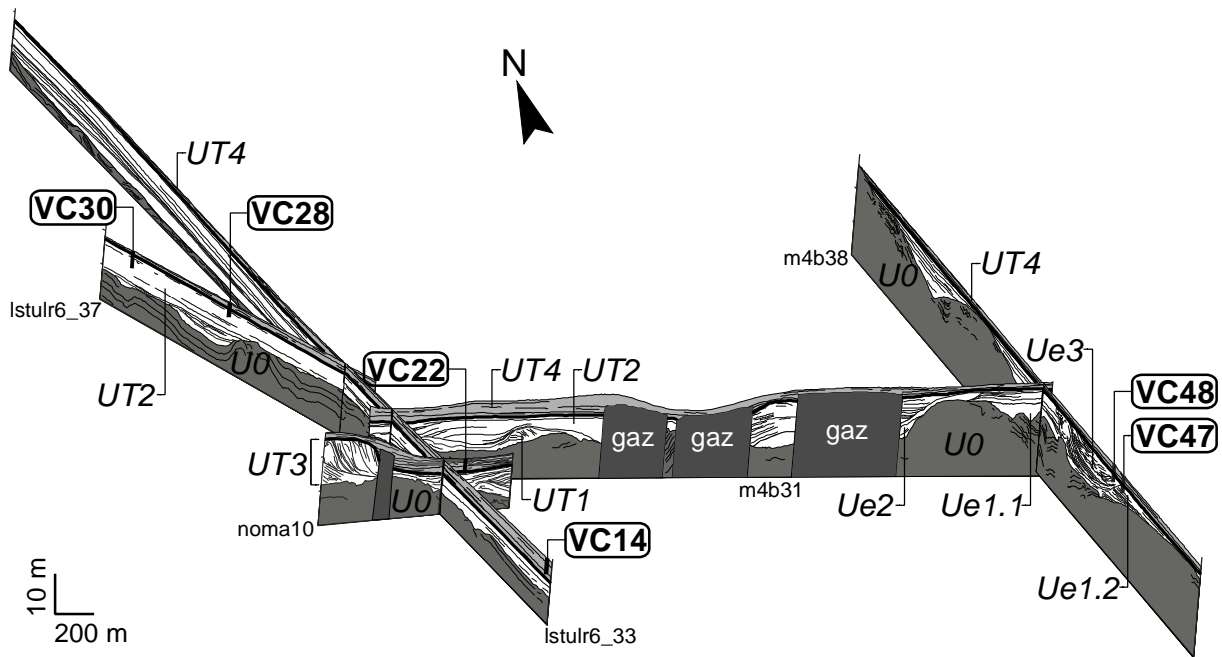


FIGURE 5.2 – Diagramme synthétique en perspective des profils sismiques très haute résolution montrant le remplissage sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron (modifié d'après Allard *et al.*, 2010). La ligne noire épaisse représente la discordance érosionnelle EU1. La position des 6 carottes est indiquée sur le long des profils.

carotte VC14 ne traverse pas l'unité UT2, alors qu'il s'agit de l'unité la plus représentée dans la carotte VC30. La corrélation entre les 4 carottes est réalisée sur la base des profils sismiques, de la granulométrie et des radiographies (Fig. 5.4).

#### 5.3.1.1 Unité Ue1.2 : 8000 ans BP

L'unité Ue1.2 est traversée uniquement par la carotte de référence VC48, de -11.2 à -9.1 m NGF (Fig. 5.3). Le sédiment est composé d'argiles et de silt fins, évoluant vers le sommet en silts grossiers. Les radiographies ne montrent aucune structure sédimentaire (surfaces d'érosion, laminations) mais des restes de mollusques apparemment bien préservés et abondants. L'unité Ue1.2 est datée à  $8030 \pm 50$  ans BP à -11.1 m NGF (individu de *Scrobicularia plana*, référence Poz-20099) et à  $7610 \pm 40$  ans BP à -9.4 m NGF (valve de *Loripes lacteus*, Poz-20100).

#### 5.3.1.2 Unité Ue3 : 5500 ans BP

L'unité Ue3 est traversée uniquement par la carotte VC47, de -10.9 à -9.0 m NGF (Fig. 5.3). Le sédiment est composé d'argiles et de silts fins. D'abondants restes de mollusques de grande taille sont visibles. L'unité Ue3 est datée à  $5560 \pm 40$  ans BP à -10.4 m NGF (individu de *Ostrea*

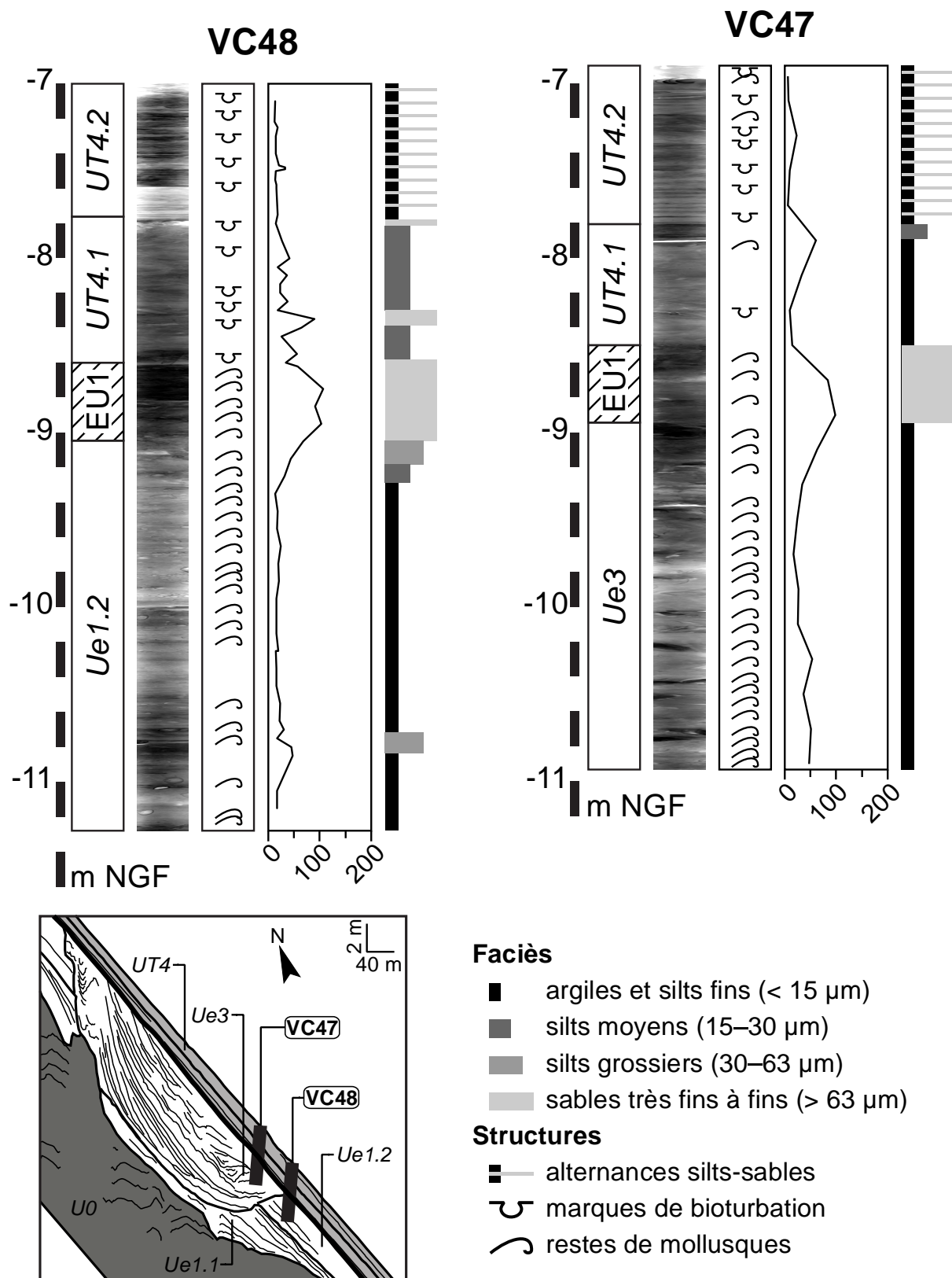


FIGURE 5.3 – Données sédimentologiques des carottes VC48 et VC47. De gauche à droite, pour chaque carotte sont indiqués l'altitude en mètres (référence NGF), les unités stratigraphiques, la radiographie, les structures biogéniques, la médiane granulométrique en μm, le log granulométrique synthétique. En bas à gauche : détail de la Fig. 5.2 montrant la position des carottes le long du profil sismique M4b38.

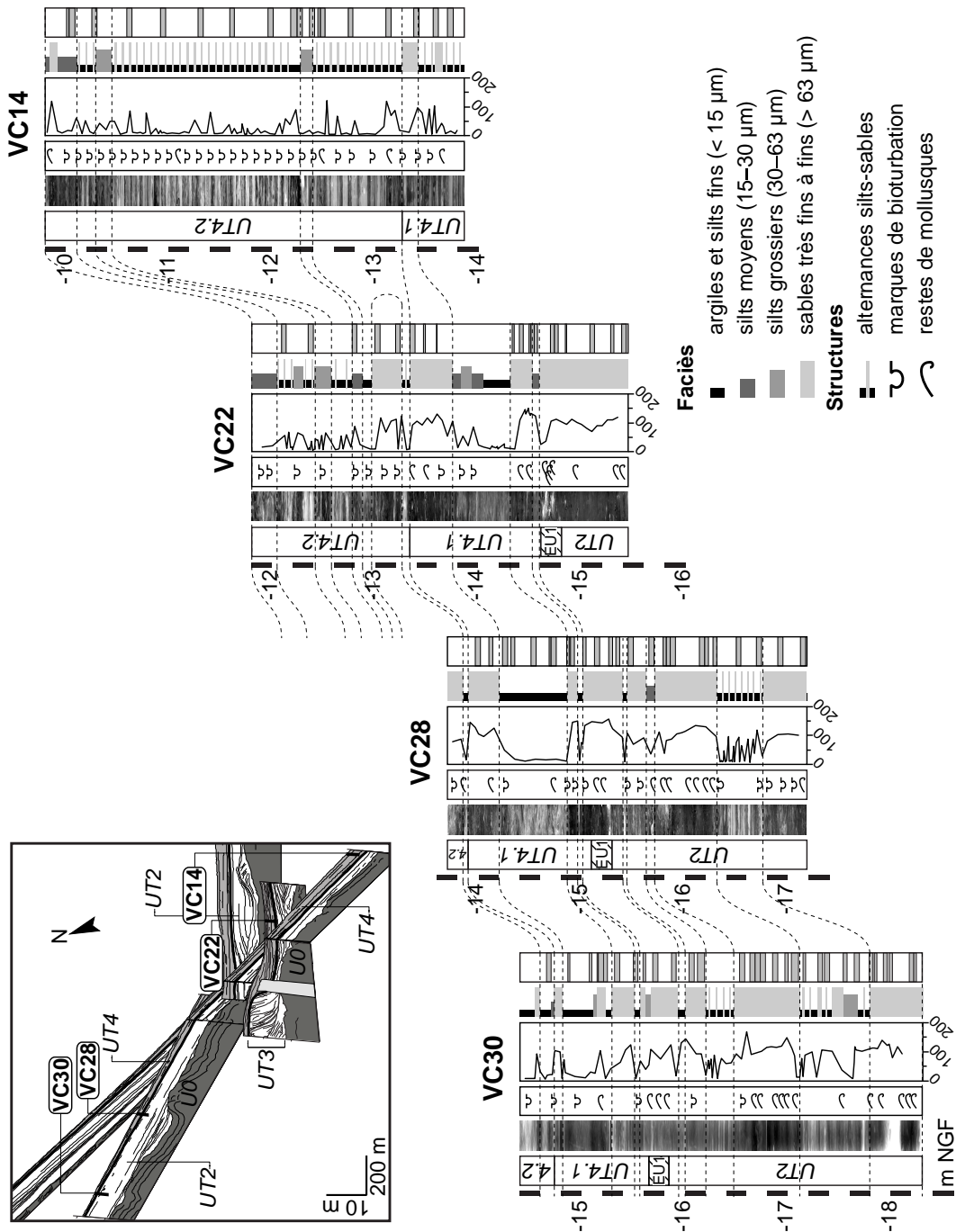


FIGURE 5.4 – Données sédimentologiques des carottes VC14, VC22, VC28 et VC30. De gauche à droite, pour chaque carotte sont indiqués l'altitude en mètres (référence NGF), les unités stratigraphiques, la radiographie, les structures biogéniques, la médiane granulométrique en  $\mu\text{m}$ , le log granulométrique synthétique. En bas à gauche : détail de la Fig. 5.2 montrant la position des carottes le long des profils sismiques LSTULR6-33 et LSTULR6-37. Les lignes tiretées indiquent les corrélations entre faciès sédimentaires.

*edulis*, Poz-23455) et à  $5130 \pm 35$  ans BP à -9.2 m NGF (individu de *Ostrea edulis*, Poz-23457).

#### 5.3.1.3 Unité UT2 : 2600 ans BP

L'unité UT2 est traversée par les carottes VC22 de -15.5 à -14.8 m NGF, VC28 de -17.2 à -15.7 m NGF et VC30 de -18.3 à -15.5 m NGF (Fig. 5.4). Le sédiment est principalement composé de sables très fins à fins. Les radiographies montrent des restes de mollusques abondants et peu de signes de bioturbation. L'unité UT2 est datée à  $2600 \pm 30$  ans BP à -18.1 m NGF dans la carotte VC30 (valve de *Abra* sp., Poz-20105) et à  $1695 \pm 30$  ans BP à -14.8 m NGF dans la carotte VC30 (valve de *Abra* sp., Poz-20106).

#### 5.3.1.4 Unité UT4 : 910 ans BP

L'unité UT4 est traversée par les carottes VC48 de -8.6 à -7.0 m NGF et VC47 de -8.5 à -6.9 m NGF (Fig. 5.3), et par les carottes VC14 de -13.9 à -9.8 m NGF, VC22 de -14.6 à -11.8 m NGF, VC28 de -15.1 à -13.7 m NGF et VC30 de -15.3 à -14.4 m NGF (Fig. 5.4). Elle correspond au drapage vaseux qui constitue le comblement terminal des Pertuis Charentais (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2010). Sur la base des profils sismiques et des données sédimentologiques, elle se subdivise en deux unités UT4.1 et UT4.2 (Allard *et al.*, 2010), d'épaisseur variable selon la zone considérée. Le sédiment est principalement composé d'argiles et silts fins (VC14) jusqu'à des silts grossiers (VC48). Il présente des lamines de sable très fin, sauf dans les zones de bioturbation intense où les litages ne sont pas préservés. De manière générale le sédiment est plus grossier dans l'unité UT4.1 que dans l'unité UT4.2. Les restes de mollusques sont rares, particulièrement dans la carotte VC14 (Fig. 5.4). L'unité UT4.1 est datée à  $910 \pm 30$  ans BP à -14.6 m NGF dans la carotte VC22 (valve de *Abra* sp., Poz-20122). L'unité UT4.2 est datée à  $630 \pm 30$  ans BP à -7.8 m NGF dans la carotte VC48 (valve de *Abra* sp., Poz-20250) et à  $625 \pm 30$  ans BP à -14.0 m NGF dans la carotte VC28 (valve de *Abra* sp., Poz-20104).

### 5.3.2 Assemblages faunistiques

Un total de 72 espèces a été identifié. Parmi elles, 27 représentent plus de 1 % des assemblages et sont sélectionnées pour l'Analyse en Composantes Principales (ACP), qui est effectuée sur les valeurs d'abondance relative (Fig. 5.5). Les 3 premiers axes de l'ACP incluent 39.59 % de l'inertie totale (axe 1 : 18.10 % ; axe 2 : 13.47 % ; axe 3 : 8.02 %). Cinq associations d'espèces se distinguent. Les espèces sont codées par les 4 premières lettres du nom de genre et les 3 premières lettres du nom d'espèce (par ex., *Hydr ulv* pour *Hydrobia ulvae*). Les associations sont désignées par le nom du genre le plus représentée dans chacune d'entre elles :

1. Association à *Scrobicularia* : elle se compose de 2 espèces inféodées aux vasières intertidales, *Scrobicularia plana* et *Hydrobia ulvae* (Fig. 5.5 b).
2. Association à *Rissoa* : elle se compose de 4 espèces de vasières intertidales, *Rissoa membranacea*, *Parvicardium exiguum*, *Loripes lacteus* et *Mytilus edulis*. Trois espèces allochtones vivant sur des estrans rocheux, *Gibbula cineraria*, *Tricolia pullus* et *Haliotis tuberculata*, sont également associées à l'assemblage (Fig. 5.5 a).
3. Association à *Ostrea* : elle comprend l'huître plate *Ostrea edulis* et son prédateur le gastéropode *Ocenebra erinacea* (Fig. 5.5 b).
4. Association à *Tornus* : elle se compose du gastéropode *Tornus subcarinatus* et des bi-

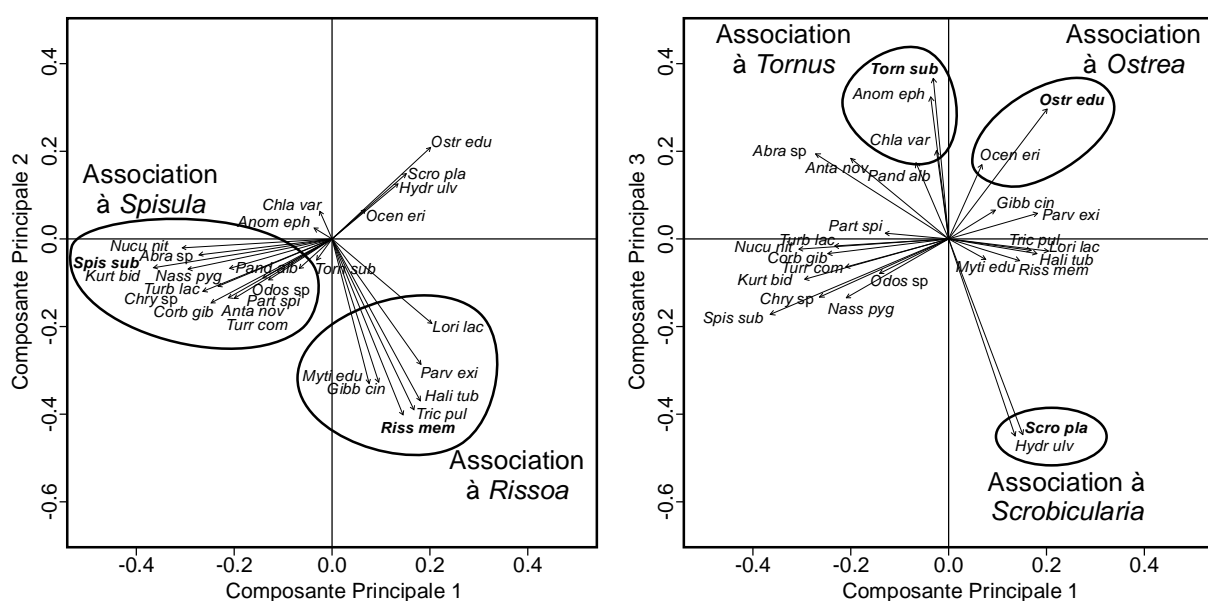


FIGURE 5.5 – Analyse en Composantes Principales effectuée sur les valeurs d'abondance relative des espèces. (a) Composantes 1 et 2 des variables. (b) Composantes 1 et 3 des variables.

valves suspensivores épigées *Anomia ephippium* et *Chlamys varia* (Fig. 5.5b).

5. Association à *Spisula* : elle se compose d'un ensemble d'espèces caractéristiques de fonds sablo-vaseux subtidaux peu profonds, dont *Spisula subtruncata*, *Abra* sp., *Nucula nitidosa*, *Turbonilla lactea*, *Corbula gibba*, *Chrysallida* sp., *Kurtiella bidentata*, *Antalis novemcostata*, *Turritella communis*, *Partulida spiralis*, *Nassarius pygmaeus*, *Odostomia* sp. et *Pandora inaequalis* (Fig. 5.5 a).

### 5.3.2.1 Présence-absence

**Unité Ue1.2 : associations à *Scrobicularia* et *Rissoa*** : la matrice de données présence-absence met en évidence deux assemblages distincts au sein de l'unité Ue1.2 (Fig. 5.6). A la base (de -11.5 à -10.5 m NGF), l'association à *Scrobicularia* est rencontrée dans 7 échantillons, avec quelques valves de *Parvicardium exiguum* dans 3 d'entre eux. La richesse spécifique n'excède pas 3 espèces. Les restes sont intacts, mais sont très corradés. Au sommet de l'unité (de -10.0 à -9.1 m NGF), l'association à *Rissoa* est rencontrée dans 7 échantillons. La richesse spécifique varie de 2 à 9 espèces. Les restes d'espèces autochtones (vasières intertidales) sont bien préservés, tandis que ceux des espèces allochtones (estrans rocheux) montrent des signes de corrosion.

**Unité Ue3 : assemblage à *Ostrea*, *Tornus* et *Spisula*** : la matrice de données présence-absence met en évidence la présence de l'huître plate *Ostrea edulis* dans la totalité des échantillons (n = 21) de l'unité Ue3 (Fig. 5.7). Les coquilles sont corradées, mais les individus intacts sont plus fréquents que les valves désarticulées. Des espèces accompagnatrices sont trouvées à la base (de -10.9 à -10.4 m NGF) et au sommet (de -9.7 à -9.0 m NGF) de l'unité Ue3 dans la carotte VC47. Dans les échantillons concernés, l'association à *Ostrea* est combinée à l'association à *Tornus* et à des fragments cassés et corradés d'autres espèces comme *Parvicardium exiguum* (association à *Rissoa*) ou *Abra* sp. et *Nucula nitidosa* (association à *Spisula*). La richesse spécifique varie entre 2 à 18 espèces.

**Unités UT2 et UT4 : assemblage à *Spisula* et *Tornus*** : toutes les associations sont rencontrées dans les unités UT2 et UT4, exceptée celle à *Scrobicularia* (Fig. 5.8). La richesse spécifique varie considérablement d'un échantillon à un autre, entre 1 et 24 espèces. *Spisula subtruncata*,



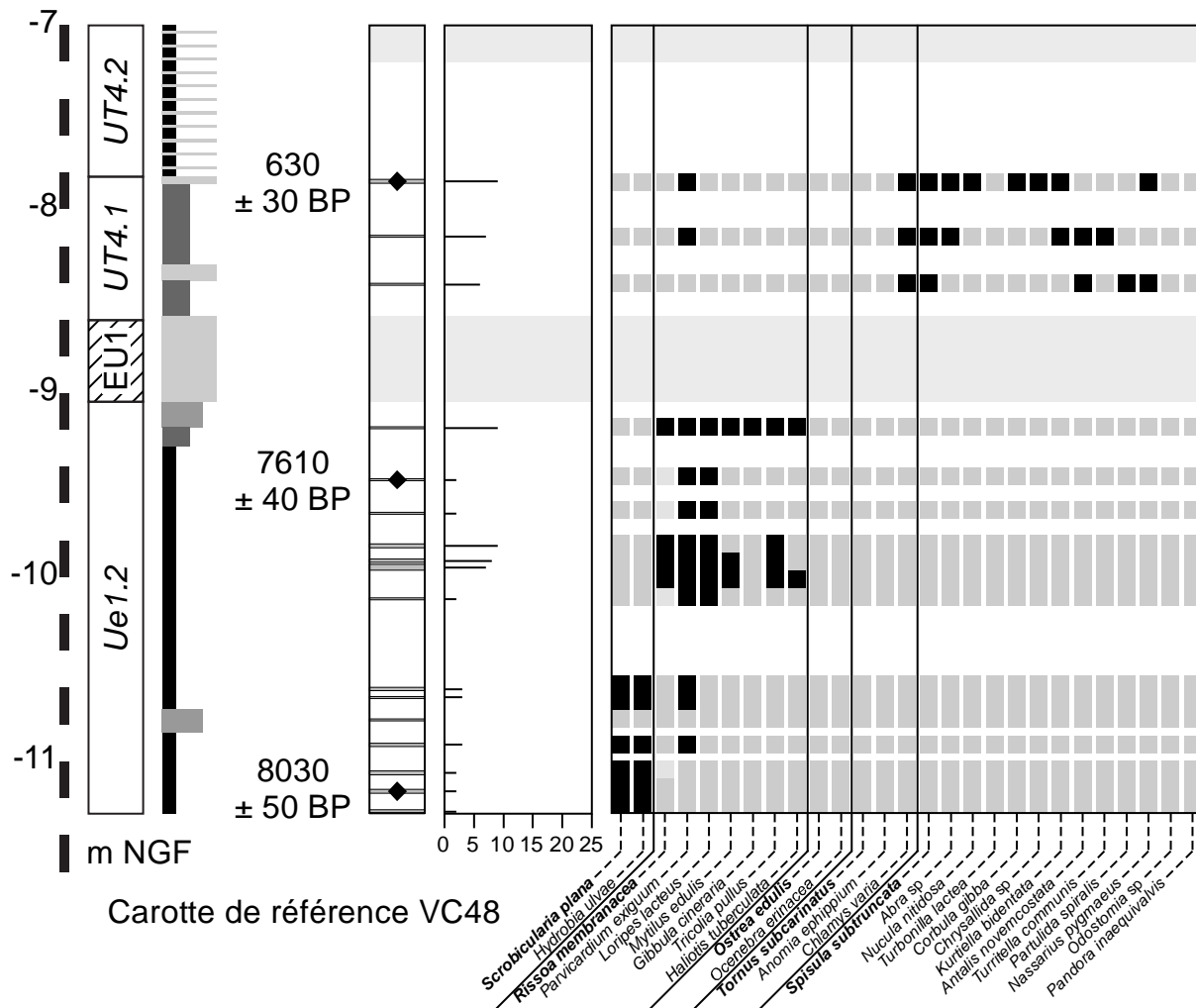


FIGURE 5.6 – Log synthétique de la carotte de référence VC48. De gauche à droite : altitude en mètres (référence NGF), unités stratigraphiques, log granulométrique, âges  $^{14}\text{C}$  non calibrés, échantillons de sédiment, richesse spécifique, matrice de données présence-absence. Les cellules noires indiquent la présence d'une espèce dans un échantillon et les cellules grises son absence. Les losanges indiquent les échantillons de sédiment dans lesquels des restes de mollusques ont été datés. Les zones en gris clair représentent les parties de la carotte qui n'ont pas été échantillonnées (Zone Taphonomiquement Active et discordance érosionnelle EU1).

*Abra* sp., *Nucula nitidosa* et *Kurtiella bidentata* (association à *Spisula*) sont les espèces les plus fréquentes dans cet assemblage, avec *Anomia ephippium* et *Chlamys varia* (association à *Tornus*). D'autres espèces apparaissent dans les échantillons de manière irrégulière. La matrice présence-absence ne permet pas de distinguer de changements significatifs dans la composition taxonomique des assemblages des unités UT2 et UT4.

### 5.3.2.2 Abondance relative

L'abondance relative des espèces est comparée avec l'Analyse en Composantes Principales. Le graphique de valeurs des individus (Fig. 5.9) met en évidence des groupes de points





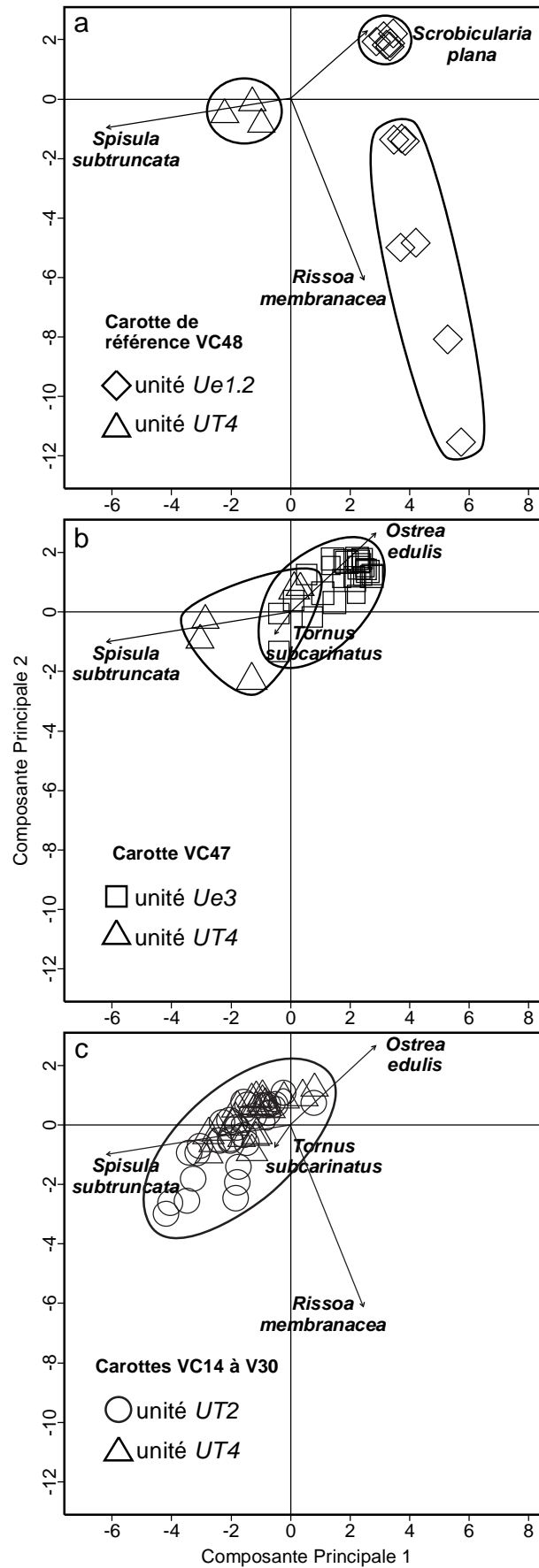


FIGURE 5.9 – Analyse en Composantes Principales effectuée sur les valeurs d'abondance relative des espèces, composantes 1 et 2 des individus. (a) Carotte de référence VC48. (b) Carotte VC47. (c) Carottes VC14, VC22, VC28 et VC30.

forte variabilité intra-groupe est rencontrée ici, particulièrement dans les échantillons de l'unité UT2.

### 5.3.2.3 Abondance relative pondérée par la calcimasse

Aucun changement significatif dans la composition taxonomique des assemblages fossiles de la partie ouest de la Rade des Trousses (carottes VC14 à VC30) n'ayant pu être mis en évidence, des tests de Kruskal-Wallis ont été effectués sur les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse. Toutes les espèces, y compris les plus rares, ont été prises en compte pour ces analyses. Les échantillons provenant de l'unité UT2 (n = 32) ont été comparés à ceux de l'unité UT4 (n = 24). Les tests sont significatifs ( $p < 0.05$ ) pour 7 espèces (Table 5.1). Parmi elles, trois (*Nucula nitidosa*, *Parvicardium exiguum* et *Barnea candida*) sont plus abondantes dans UT4 que dans UT2 et inversement pour les 4 restantes (*Turritella communis*, *Turbonilla lactea*, *Thyasira flexuosa* et *Lepton squamosum*; Fig 5.10). *B. candida* est absente de

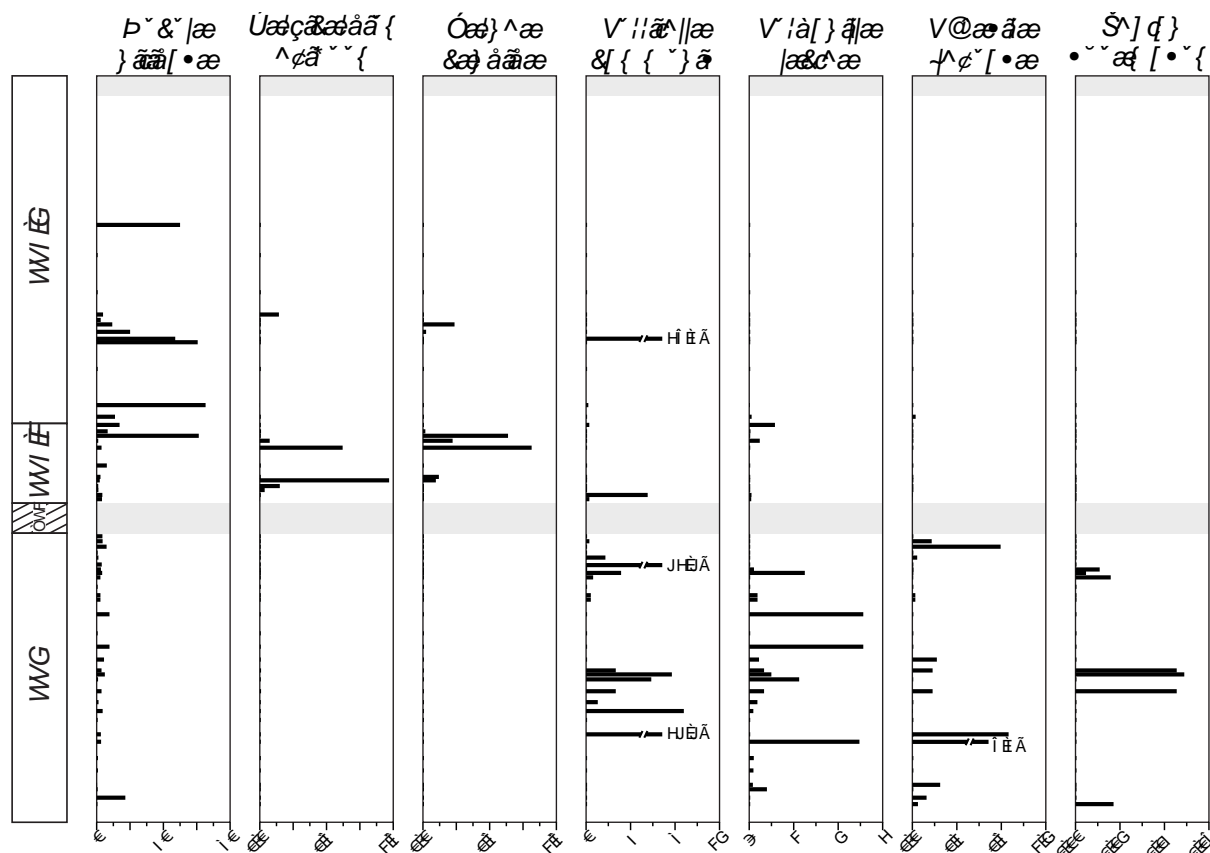


FIGURE 5.10 – Valeurs des abondances relatives pondérées par la calcimasse des espèces identifiées par les tests de Kruskal-Wallis dans les carottes VC14, VC22, VC28 et VC30. Les zones en gris clair représentent les parties de la carotte qui n'ont pas été échantillonnées (Zone Taphonomiquement Active et discordance érosionnelle EU1).

Espèce	Unité UT2 (%)	Unité UT4 (%)	<i>p</i> valeur
<i>Nucula nitidosa</i>	2.9 ± 3.3	<b>15.6 ± 22.4</b>	0.025
<i>Parvicardium exiguum</i>	< 0.1 ± 0.1	<b>0.1 ± 0.4</b>	0.018
<i>Barnea candida</i>	0.0	<b>0.1 ± 0.3</b>	0.002
<i>Turritella communis</i>	5.3 ± 17.7	1.8 ± 7.5	0.045
<i>Turbonilla lactea</i>	<b>0.4 ± 0.8</b>	< 0.1 ± 0.1	0.004
<i>Thyasira flexuosa</i>	<b>0.3 ± 1.1</b>	< 0.1 ± 0.1	0.001
<i>Lepton squamosum</i>	< <b>0.1 ± 0.1</b>	0.0	0.015

TABLE 5.1 – Résultats des tests de Kruskal-Wallis effectués sur les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse. Les valeurs les plus élevées sont indiquées pour chaque espèce en gras.

l'unité UT2 et *L. squamosum* de l'unité UT4 (Table 5.1).

## 5.4 Discussion

### 5.4.1 Interprétations paléoenvironnementales

#### 5.4.1.1 Unité Ue1.2 : vasière intertidale

Les deux assemblages identifiés dans l'unité Ue1.2 ont été attribués à deux environnements différents (Allard *et al.*, 2008b). L'association à *Scrobicularia* est typique des vasières intertidales supérieures similaires à celles rencontrées aujourd'hui le long de la partie orientale de la baie de Marennes-Oléron (Sauriau *et al.*, 1989 ; Gouleau *et al.*, 2000). *Scrobicularia plana* vit dans des eaux saumâtres dont la salinité varie entre 16 et 25 (Tebble, 1966), ce qui indique que la paléo-vasière intertidale Ue1.2 était soumise à des apports d'eaux douces, probablement du fait de la proximité du panache de la Charente.

L'association à *Rissoa* est typique des vasières intertidales inférieures, colonisées par des herbiers à *Zostera* sp. (Blanchet *et al.*, 2004). *Rissoa membranacea* indique une plus grande influence marine qu'à la base de l'unité Ue1.2, ce gastéropode vivant dans des eaux dont la salinité varie entre 20 et 35 (Graham, 1988). La présence de *Parvicardium exiguum* indique également un sédiment riche en matière organique (Lastra *et al.*, 1993), pouvant conduire localement à des conditions anoxiques, comme le suggère la présence de *Loripes lacteus* (Tebble, 1966). Les gastéropodes allochtones *Gibbula cineraria*, *Tricolia pullus* et *Haliotis tuberculata*

vivent sur les estrans rocheux colonisés par des macroalgues, autour de la limite des basses mers de vives-eaux (Graham, 1988). *G. cineraria* peut supporter des salinités jusqu'à 25 et préfère les zones abritées (Graham, 1988), de la même manière que *H. tuberculata* (Clavier & Chardy, 1989). Ces espèces ont subi un transport post-mortem. Elles vivaient probablement sur les pentes de la vallée incisée visible sur le profil sismique M4b38 (Fig. 5.2) ou sur les affleurements rocheux adjacents (Fig. 5.1).

#### 5.4.1.2 Unité Ue3 : banc d'huîtres

L'assemblage à *Ostrea* et *Tornus* est typique d'un banc d'huître installé sur les pentes d'un chenal de marée. *Anomia ephippium* et *Chlamys varia* sont des bivalves épigées qui profitent des coquilles d'huîtres mortes pour se développer. *Tornus subcarinatus* est un micro-gastéropode qui vit autour des bancs d'huîtres et nécessite un sédiment bien oxygéné (Graham, 1988). Quelques restes corradés et cassés d'espèces subtidales ont été également trouvés dans l'unité Ue3. Ils ont probablement été transportés post-mortem depuis des zones plus profondes. L'examen attentif des restes de mollusques fournit ici des indications supplémentaires sur les conditions hydrodynamiques dans le chenal. *T. subcarinatus* possède une coquille fine et fragile, facilement cassable et vit donc dans des zones calmes. La plupart des coquilles de *Tornus* trouvées dans la carotte VC47 était intacte, avec très peu de signes de corrasion, suggérant ainsi que les courants dans le chenal Ue3 étaient faibles. Cette hypothèse est également soutenue par la présence de nombreuses huîtres *Ostrea edulis* articulées.

#### 5.4.1.3 Unités UT2 et UT4 : zone subtidale peu profonde

L'association à *Spisula* trouvée dans les unités UT2 et UT4 est typique d'une communauté de fonds sablo-vaseux subtidaux, similaire à celui décrit dans les Pertuis Charentais (Hily, 1976 ; Sauriau *et al.*, 1989 ; de Montaudouin & Sauriau, 1999). Le remplissage sédimentaire de la zone d'étude est constitué d'épais corps silto-sableux (unité UT2) recouverts par le drapage vaseux (unité UT4) caractéristique des Pertuis Charentais. Il est envisageable que le dépôt de sédiments fins soit à l'origine de bouleversements dans les communautés benthiques, mais la composition (Fig. 5.8) et la structure (Fig. 5.9 c) des assemblages de mollusques fossiles

sont restées remarquablement stables au cours des dernières 2600 années. La sommation temporelle caractéristique des assemblages sub-fossiles ("time averaging") et la géomorphologie locale peuvent expliquer cette stabilité apparente. La partie ouest de la Rade des Trousses est une zone contrainte à l'est par le panache turbide de la Charente et à l'ouest par l'entrée des houles dans la baie de Marennes-Oléron. Il est probable que la composition des communautés de mollusques dans cette zone ait varié selon l'influence respective de ces deux facteurs, respectivement sources de sédiment fins et grossiers. L'association à *Spisula* peut donc être interprétée comme le résultat d'une sommation temporelle (cohortes successives) et spatiale (communautés adjacentes) des communautés en Rade des Trousses.

Les tests de Kruskal-Wallis effectués sur les valeurs d'abondance relative pondérée par la calcimasse ont montré des différences significatives entre UT2 et UT4 pour 7 espèces. Parmi elles, *Turritella communis*, *Thyasira flexuosa*, *Turbonilla lactea* et *Lepton squamosum* sont caractéristiques de l'unité UT2. Les informations concernant les préférences écologiques de ces espèces sont plutôt rares. *T. communis* (Yonge, 1946) et *T. flexuosa* (Lopez-Jamar *et al.*, 1987) vivent sur des fonds dominés par les silts, alors que *T. lactea* (Flattely, 1916) et *L. squamosum* (Salisbury, 1932) préfèrent les fonds plus sableux. Ces quelques éléments reflètent les données sédimentologiques, mais ne permettent pas de fournir une interprétation paléoenvironnementale plus précise. En revanche, la mise en place du drapage vaseux UT4 a causé l'extirpation (extinction locale) de *Lepton squamosum*, qui a été trouvée uniquement dans l'unité UT2 (Table 5.1). Ceci peut expliquer pourquoi cette espèce n'a jamais été décrite dans la région (de Montaudouin & Sauriau, 2000), malgré sa large distribution géographique (Tebble, 1966). Quelques coquilles ont été trouvées par Cianfanelli & Talenti (1987) en Mer Méditerranée à une profondeur de -10 m, avec d'autres appartenant à *Thyasira flexuosa*. Cette association *Lepton-Thyasira* est confirmée par nos données (Fig. 5.10) et a aussi été observée par Salisbury (1932) en Grande-Bretagne, mais n'a pas été *a priori* décrite quantitativement. Il existe également des différences dans les assemblages fossiles au sein du drapage vaseux UT4. L'unité UT4.1 est caractérisée par *Parvicardium exiguum* et *Barnea candida*, tandis que l'unité UT4.2 est caractérisée par *Nucula nitidosa*. Compte tenu des larges tolérances écologiques de ces espèces, il est difficile de proposer une interprétation paléoenvironnementale plus précise.



Assemblage	Interprétation	Espèces indicatrices	Espèces "bruit"	Niveau de détail
<i>Scrobicularia</i> (unité Ue1.2)	Vasière intertidale supérieure	bathymétrie, salinité, hydrodynamisme	-	++
<i>Rissoa</i> (unité Ue1.2)	Vasière intertidale inférieure	bathymétrie, salinité, hydrodynamisme	-	+-
<i>Ostrea-Tornus</i> (unité Ue3)	Flanc de chenal	oxygène, hydrodynamisme	association à <i>Spisula</i>	+-
<i>Spisula</i> (unité UT2)	Zone subtidale	-	associations à <i>Tornus</i> , <i>Ostrea</i> et <i>Rissoa</i>	--
<i>Spisula</i> (unité UT4)	Zone subtidale	-	associations à <i>Tornus</i> , <i>Ostrea</i> and <i>Rissoa</i>	--

TABLE 5.2 – Caractéristiques des reconstitutions paléoenvironnementales (Niveau de détail ++ : bon, +- : moyen, -- : mauvais).

#### 5.4.2 Niveau de précision des interprétations paléoenvironnementales

Le niveau de précision des interprétations paléoenvironnementales varie selon la composition taxonomique des assemblages (Table 5.2). La bathymétrie et la nature des fonds déterminent principalement la distribution des mollusques benthiques dans la zone d'étude (Hily, 1976 ; Sauriau *et al.*, 1989 ; de Montaudouin & Sauriau, 1999). Les espèces les plus communes dans un assemblage fossile fournissent des informations générales sur ces deux facteurs, à condition que les coquilles n'aient pas subi un transport post-mortem significatif. Des informations plus précises peuvent être obtenues, selon la tolérance des espèces aux variations de leur milieu de vie. Les espèces euryèces peuvent supporter d'importantes fluctuations environnementales. Elles ont généralement une distribution spatiale large et sont donc davantage susceptibles de perturber l'assemblage. Ces espèces "bruit" ajoutent de la variabilité intra-groupe à l'assemblage fossile (Fig. 5.9), ce qui tend à diminuer la précision de la reconstitution paléoenvironnementale. A l'inverse, des espèces stenoèces sont inféodées à des conditions de milieu précises. Des reconstitutions détaillées peuvent être proposées grâce à ces espèces indicatrices.

### 5.4.3 Enregistrement des changements environnementaux

#### 5.4.3.1 Niveau marin

Dans la carotte de référence VC48, la transition d'une vasière intertidale supérieure (*Scrobicularia*) à inférieure (*Rissoa*) a été interprétée par Allard *et al.* (2008b) comme une conséquence de la submersion progressive de l'unité Ue1.2 par la transgression marine holocène entre 8000 et 7600 ans BP. Du fait de la présence de plusieurs espèces indicatrices, une reconstitution détaillée de la bathymétrie, de la salinité et de l'hydrodynamisme a été proposée. Les auteurs ont utilisé l'individu de *Scrobicularia plana* daté à  $8030 \pm 50$  ans BP comme un indicateur d'un ancien niveau marin et leurs résultats concordent avec les courbes de référence locales (Ters, 1986). Dans la carotte VC48, les unités Ue1.2 et UT4 montrent des faciès sismique et sédimentologique très similaires. Les assemblages de mollusques fossiles ont fourni les informations les plus pertinentes pour les reconstitutions paléoenvironnementales (Table 5.2) et ont ainsi de différencier simplement les deux unités.

#### 5.4.3.2 Hydrodynamisme

Du fait de la présence d'espèces "bruit" (association à *Spisula*) et d'une seule espèce indicatrice (*Tornus subcarinatus*), l'interprétation paléoenvironnementale de l'unité Ue3 est moins précise. Il est par exemple impossible de déterminer si le banc d'huîtres se situait dans la zone intertidale ou subtidale, ou d'estimer quantitativement la vitesse des courants dans le chenal. Cependant, la présence de coquilles fragiles de *T. subcarinatus* suggère qu'elle était faible. Ceci suggère que le sommet du chenal Ue3 était hydrauliquement inactif, comme le suggère son architecture interne montrant une diminution typique de la pente des réflecteurs sismiques (Fig. 5.2) traduisant un comblement et une diminution des courants. Cet abandon du chenal pourrait être lié au comblement sédimentaire des marais littoraux adjacents dès 5500 ans BP (Laporte, 1998).

#### 5.4.3.3 Apports sédimentaires

Dans l'enregistrement sédimentaire de l'ouest de la Rade des Trousses (VC14 à VC30), la reconstitution paléoenvironnementale est peu détaillée (Table 5.2). La transition brutale entre

les unités UT2 et UT4 est enregistrée par quelques espèces, dont *Lepton squamosum*. Celle-ci pourrait constituer une bonne espèce indicatrice, mais le manque de données écologiques la concernant ne permet pas d'affiner pour le moment cette reconstitution. Afin de la compléter, les résultats concernant l'influence du budget sédimentaire sur les assemblages sub-fossiles (voir chapitre 4) ont été appliqués à l'enregistrement fossile de l'ouest de la Rade des Trousses. L'abondance relative cumulée de *Anomia ephippium*, *Chlamys varia* et *Parvicardium exiguum* sert d'indicateur de budget sédimentaire négatif (érosion), tandis que l'abondance relative cumulée de *Nucula nitidosa* et *Kurtiella bidentata* sert d'indicateur de budget sédimentaire positif (dépôt; Fig. 5.11). L'unité UT2 est caractérisée par un budget sédimentaire vraisem-

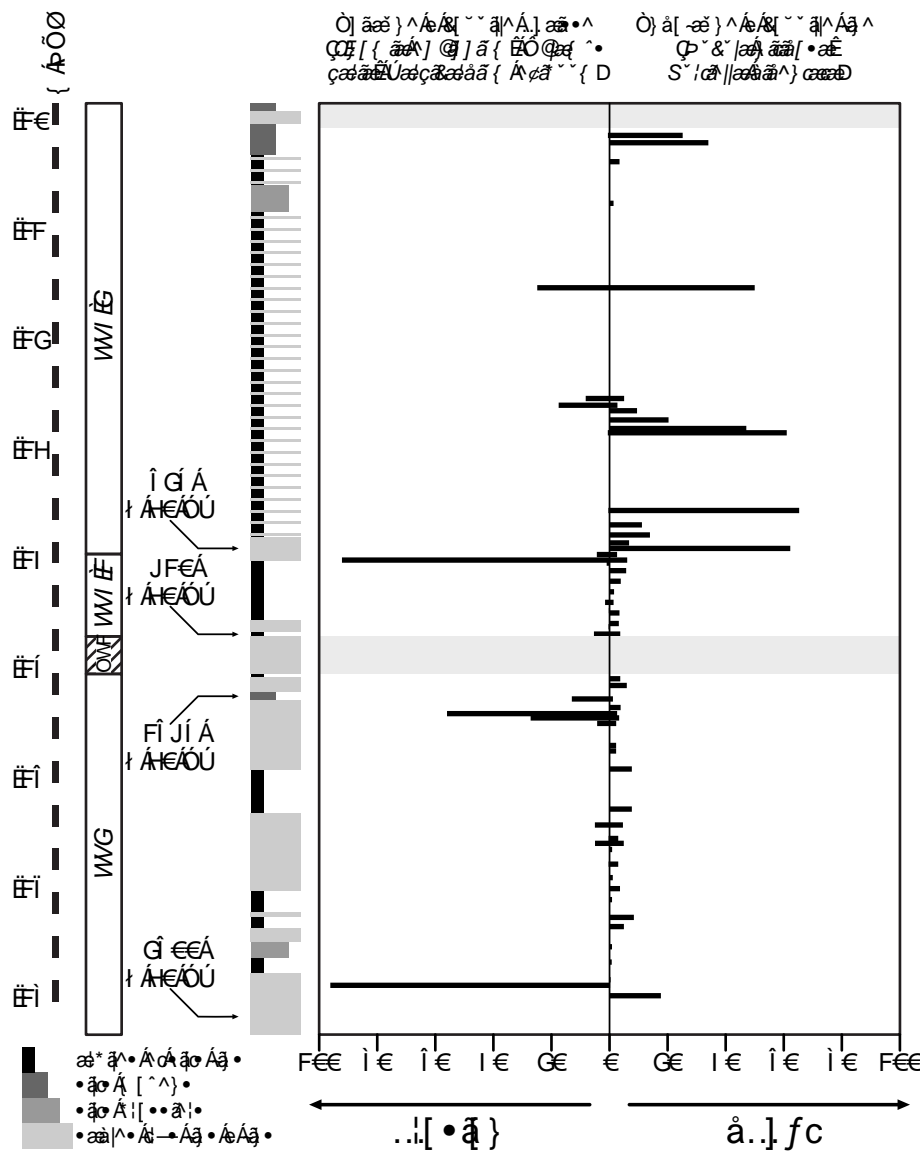


FIGURE 5.11 – Application des résultats obtenus au chapitre 4 pour la reconstitution des paléo-budgets sédimentaires dans les carottes VC14, VC22, VC28 et VC30.

blement stable. Deux niveaux riches en épifaune indiquent des phases d'érosion. Le plus ancien d'entre eux est d'ailleurs corrélé avec une surface d'érosion visible sur les radiographies. Les unités UT4.1 et UT4.2 sont séparées par un réflecteur sismique de forte amplitude corrélé à un niveau coquillier (Allard *et al.*, 2010). Ce dernier correspond au niveau riche en épifaune (*Anomia*, *Chlamys*, *Parvicardium*) trouvé dans les carottes et qui indique une phase d'érosion intense vers  $625 \pm 30$  ans BP. L'unité UT4.2 est associée à une augmentation significative de l'abondance des bivalves endogées à coquille fine (*Nucula* et *Kurtiella*), pouvant être interprétée comme une augmentation du taux de sédimentation à partir de cette date.

## 5.5 Conclusion

A partir des connaissances actuelles sur les préférences écologiques des mollusques benthiques issues d'études écologiques quantitatives, les paléoenvironnements holocènes de la baie de Marennes-Oléron ont pu être reconstitués. Les assemblages fossiles ont non seulement fourni un enregistrement précis de la transgression marine holocène, mais ont aussi apporté des informations sur d'autres changements environnementaux, liés aux conditions hydrodynamiques et aux apports sédimentaires. Le niveau de détail dépend des préférences écologiques des espèces, les espèces euryèces ajoutant de la variabilité aux assemblages. L'application des résultats obtenus dans le chapitre précédent a permis de reconstituer les variations de budget sédimentaire au cours des 2600 dernières années. La mise en place du drapage vaseux dans la baie de Marennes-Oléron s'accompagne d'une augmentation du taux de sédimentation et de l'extirpation d'une espèce rare (*Lepton squamosum*). Du fait de leur large tolérance aux variations de condition du milieu, les espèces euryèces ne paraissent pas affectées par ce changement environnemental majeur.

Dans tous les cas, les mollusques sont des indicateurs pertinents de la nature des fonds, de la bathymétrie, de la salinité ou de l'hydrodynamisme. Du fait de la sommation temporelle, ils fournissent un enregistrement à long terme des variations de l'environnement. Le comptage et l'identification des mollusques nécessite un temps de travail plus court que dans le cas des foraminifères. Selon la nature du problème à résoudre et le nombre d'échantillons à traiter, ce critère doit être pris en compte puisqu'il peut permettre un gain de temps substantiel sans

pour autant aboutir à une perte de l'information paléoenvironnementale. Cette étude suggère donc que les mollusques peuvent être utilisés avant tout autre proxy paléontologique, comme première étape de la reconstitution des environnements côtiers holocènes.

## Remerciements

Les auteurs remercient Finn Surlyk, Franz T. Fürsich et un relecteur anonyme, dont les commentaires constructifs nous ont aidé à améliorer ce manuscrit. L'échantillonnage des carottes a été réalisé avec le soutien de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers, CNRS) et de l'IFREMER. Les auteurs remercient l'équipage du navire CNRS – INSU Côte de la Manche, Frank Healy (Université de La Rochelle) pour ses conseils sur la rédaction en anglais, Hans G. Hansson (TMBL, Université de Göteborg) pour ses précieuses informations sur l'écologie de *Lepton squamosum*, ainsi que Françoise Sullet-Nylander pour sa traduction d'un article de H.G. Hansson. La thèse de Clément Poirier est financée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur.

## 5.6 Perspectives

Il semble évident, d'après la littérature existante (partie 2.4, page 29) et d'après les résultats obtenus dans cette étude, que les mollusques ne sont pas en mesure de fournir des reconstitutions paléoenvironnementales **quantitatives**, du fait de leur large tolérance écologique. Les perspectives de recherches sur les mollusques fossiles holocènes sont donc plus prometteuses dans le domaine de la sclérochronologie, discipline en plein développement depuis une dizaine d'années.

### 5.6.1 Éléments traces

Dans cette optique, les coquilles de mollusques extraites des enregistrements sédimentaires de la Rade des Trousses ont été soumises à des analyses élémentaires (ICP-MS), sous la direction scientifique de Florence Caurant (Maître de Conférences HDR, UMR LIENSs) et technique de Carine Churlaud et Mulumba Kalombo (Centre Commun d'Analyses, FR-EDD La Rochelle). Pour des raisons logistiques indépendantes de notre volonté, les analyses n'ont pour le moment pas pu être menées à terme. S'agissant d'analyses destructives, de nombreux tests ont en revanche été pratiqués, dans le but d'épargner les précieuses coquilles fossiles. La signature élémentaire de deux bivalves a été comparée en lien avec leur mode de nutrition. Le déposivore *Abra alba* est significativement enrichi en éléments lourds ayant tendance à s'adsorber sur les argiles, contrairement au suspensivore (filtreur) *Spisula subtruncata*. Ce dernier semble donc approprié pour tracer la signature élémentaire des masses d'eaux, permettant ainsi de s'affranchir des possibles contaminations entre les mollusques déposivores et le sédiment.

### 5.6.2 Isotopes

Les mêmes échantillons ont été également soumis à des analyses isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ , sous la direction scientifique et technique de Pierre Richard (directeur de recherche CRNS, UMR LIENSs) et de Sergey Kiyashko, chercheur invité à l'UMR LIENSs durant l'été 2010 (Institut de Biologie Marine, Vladivostok, Russie). Pour le moment, les données sont en cours

d'analyse. Suivant la qualité des résultats, elles devraient permettre de compléter les reconstitutions paléoenvironnementales existantes. Si le mollusque *Arctica islandica* est le modèle d'étude privilégié en sclérochronologie, du fait de sa très longue durée de vie, il semble envisageable d'appliquer les mêmes méthodes à des mollusques plus éphémères (6 – 10 ans ; [Schöne, 2003](#)) comme ceux extraits dans les sédiments des Pertuis Charentais.

## Chapitre 6

# Influence des facteurs anthropiques et climatiques sur le dépôt de la couverture sédimentaire superficielle des Pertuis Charentais

Clément Poirier, Eric Chaumillon, Fabien Arnaud

Siltation of river-influenced coastal environments: respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes

Soumis à Marine Geology

Manuscrit reçu par l'éditeur le 15 février 2011



## 6.1 Introduction

### 6.1.1 Problématique générale

Le taux de dénudation des continents est resté stable au cours des derniers 12 millions d'années (Willenbring & von Blanckenburg, 2010). Ce signal naturel a été perturbé dans le passé récent du fait d'interventions humaines sur le système terrestre global (Hooke, 2000). L'exploitation intensive des sols par l'Homme ("land use"), notamment associée à la déforestation, peut augmenter significativement l'érosion des sols (par ex. Hewawasam *et al.*, 2003), et par conséquent l'apport de sédiment aux rivières et aux océans (Walling, 2006). Ainsi, l'envasement et/ou l'accélération du comblement de bassins sédimentaires terrestres ou marins connectés à des systèmes fluviaux a été constaté dans de nombreux endroits dans le monde (Dearing & Jones, 2003). En Europe, les changements climatiques du Moyen-Age et du Petit Age Glaciaire (Mann, 2007) sont contemporains de phases majeures de déforestation (Kaplan *et al.*, 2009). L'érosion des sols étant fonction à la fois de variations climatiques haute-fréquence et de changements dans l'exploitation des sols (Renard *et al.*, 1991), il est difficile de déterminer les influences relatives de ces deux facteurs sur l'envasement des environnements côtiers, comme l'ont mentionné Sorrel *et al.* (2010). Bien que les estuaires fournissent des enregistrements plus perturbés et moins continus que ceux des lacs (du fait des variations de niveau marin, de l'hydrodynamisme, *etc...*), ils offrent l'opportunité unique d'examiner la réponse de bassins versants de grande taille ( $> 10^3 \text{ km}^2$ ) à une augmentation de l'érosion des sols d'origine humaine et/ou climatique (Dearing & Jones, 2003).

### 6.1.2 Problématique locale

La couverture sédimentaire superficielle des Pertuis Charentais est caractérisée par un vaste drapage vaseux. Les recherches entreprises à l'Université de La Rochelle par Eric Chaumillon et son équipe ont abouti à formuler plusieurs hypothèses pouvant expliquer ce changement environnemental récent (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2010). Pour ces auteurs, les activités humaines, associées aux changements climatiques du Moyen-Age et du Petit Age Glaciaire, ont favorisé l'érosion des sols et l'exportation des sé-

diments dans les estuaires et sur le plateau continental. La poldérisation des marais littoraux aurait également pu induire l'expulsion des bouchons vaseux transitant dans la section centrale des estuaires vers la plateforme continentale. Enfin, la diminution des courants, naturelle ou accélérée par la poldérisation, a été invoquée comme hypothèse alternative à l'augmentation des apports sédimentaires. Pour le moment, ces hypothèses n'ont pas pu être vérifiées, notamment à cause de l'utilisation d'un trop petit nombre de datations  $^{14}\text{C}$  non calibrées.

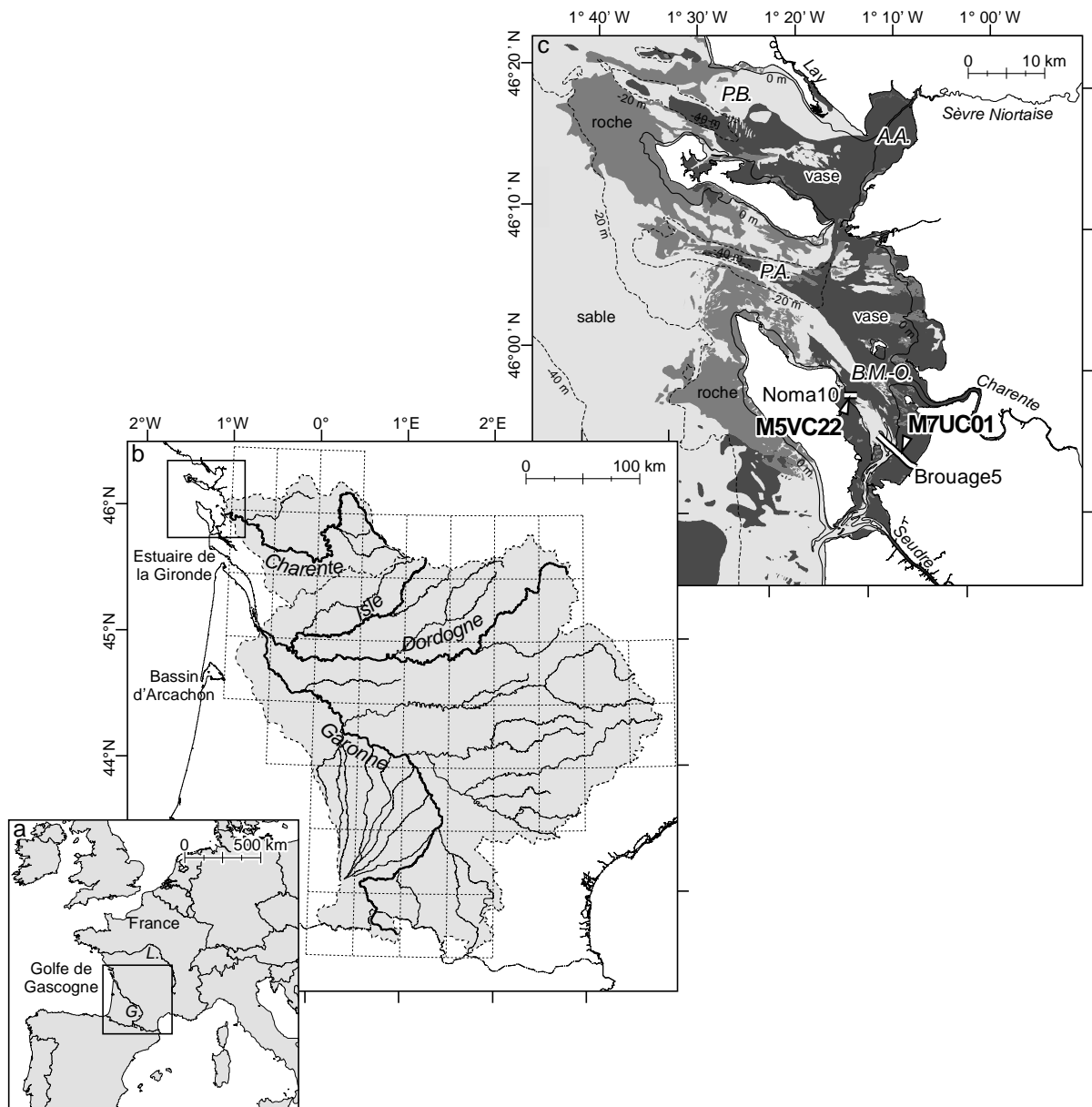
### 6.1.3 Objectifs

L'objectif de ce chapitre est donc d'identifier les causes à l'origine de la mise en place du drapage vaseux des Pertuis Charentais. Pour cela, une nouvelle carotte de sédiment a été réalisée dans la baie de Marennes-Oléron et comparée à une carotte existante. Des données granulométriques ont été obtenues et deux modèles d'âge basés sur des datations  $^{14}\text{C}$  calibrées ont été développés. Les résultats ont été analysés à la lumière des hypothèses évoquées ci-dessus.

## 6.2 Matériels et méthodes

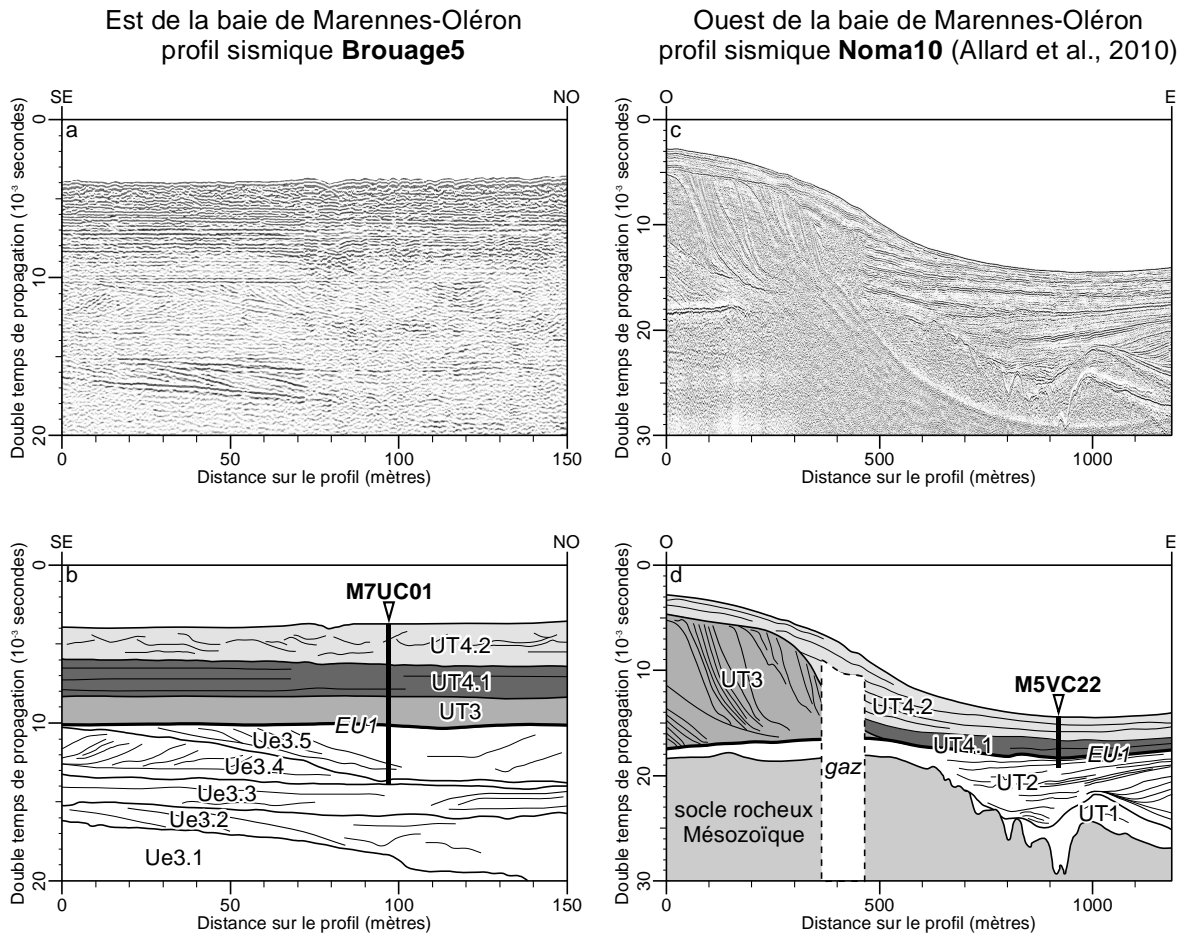
### 6.2.1 Enregistrements sédimentaires

Une carotte, nommée M7UC01, a été obtenue en juin 2008 dans la partie intertidale du drapage vaseux des Pertuis Charentais, à l'est de la baie de Marennes-Oléron (Fig. 6.1 c), avec un carottier à percussion UWITEC de 3 m de long (laboratoire EDYTEM, Université de Savoie). L'emplacement de la carotte a été choisi à partir d'un profil sismique haute-résolution nommé Brouage5 (Fig. 6.2 a, b), préalablement acquis avec un système IKB Seistec Boomer (voir Allard *et al.*, 2010 pour les détails méthodologiques). Les sections de carotte (90 et 63 mm de diamètre) ont été coupés en tronçons de 1 m. La vitesse des ondes P a été mesurée sur tronçons entiers grâce à un banc de mesures géophysiques Geotek Multi-Sensor Core Logger (laboratoire Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté) avec une résolution de 1 cm, pour réaliser la corrélation avec le profil sismique. Les tronçons ont ensuite été ouverts longitudinalement, et décrits visuellement, puis radiographiés (laboratoire EPOC, Université



**FIGURE 6.1** – (a) Carte de l’Europe de l’Ouest. Les tracés de la Loire (L.) et de la Garonne (G.) sont indiqués par des lignes noires. (b) Carte des bassins versants de la Charente et de la Gironde. Les lignes tiretées délimitent les cellules extraites du jeu de données de précipitations de [Pauling et al. \(2006\)](#) ; voir les détails en section 6.2.2). (c) Carte des Pertuis Charentais, montrant l’étendue du drapage vaseux en gris foncé, la position des profils sismiques Brouage5 et Noma10 ainsi que la position des carottes M7UC01 et M5VC22 le long des profils. P.B. : Pertuis Breton ; P.A. : Pertuis d’Antioche ; A.A. : Anse de l’Aiguillon ; B.M.-O. : Baie de Marennes-Oléron.

Bordeaux 1) pour révéler les structures sédimentaires internes. L’analyse granulométrique du sédiment a été effectuée grâce un microgranulomètre à diffraction laser (Malvern Mastersizer 2000, gamme de détection de  $0.02 \mu\text{m}$  à  $2000 \mu\text{m}$ ) avec une résolution de 5 cm voire 2.5 cm dans les 2 premiers mètres de sédiment (laboratoire EDYTEM, Université de Savoie). Une analyse Rock-Eval (laboratoire ISTO, Université d’Orléans) a été effectuée sur 19 échantillons de sédiment sec (épaisseur du prélèvement 1 cm, volume d’environ  $30 \text{ cm}^3$ ) pour une détermination



**FIGURE 6.2** – Remplissage sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron. (a) Profil sismique Brouage5 brut, acquis dans la partie intertidale du drapage vaseux, à l'est de la baie de Marennes-Oléron. (b) Profil sismique Brouage5 interprété, indiquant la position de la carotte M7UC01. (c) Profil sismique Noma10 brut, acquis dans la partie subtidale du drapage vaseux, à l'ouest de la baie de Marennes-Oléron (modifié d'après Allard *et al.* (2010)). (d) Profil sismique Noma10 interprété, indiquant la position de la carotte M5VC22 (modifié d'après Allard *et al.*, 2010). Noter les échelles horizontales et verticales différentes entre les deux profils. La ligne noire épaisse représente la discordance érosionnelle EU1.

du contenu en Carbone Organique Total et de l'Indice Hydrogène de la matière organique contenue dans le sédiment (Mesnage *et al.*, 2007).

Le modèle d'âge a été établi à partir de 9 datations <sup>14</sup>C mesurées sur des coquilles de bivalves avec la méthode AMS (Poznań Radiocarbon Laboratory, Pologne). Afin d'éviter de dater du matériel remanié, seules des coquilles bien préservées, appartenant à des espèces à coquilles fines et écologiquement compatibles avec l'environnement de dépôt, ont été sélectionnées. La calibration des datations a été réalisée avec le logiciel Oxcal 4.1 (Bronk Ramsey, 2009), en utilisant la courbe de référence Marine09 (Reimer *et al.*, 2009). La valeur  $\Delta R$  de décalage régional de l'effet réservoir a été déterminé à partir d'une base de données en ligne (Reimer & Reimer, 2001). La valeur la plus proche, qui vaut  $3 \pm 40$ , provient du bassin d'Ar-

cachon, qui se trouve à 150 km au sud des Pertuis Charentais (Fig. 6.1 b). Un modèle d'âge précis a pu être développé à partir des 6 datations calibrées en suivant la méthode du "wiggles-matching" (voir Hua, 2009 pour un article de synthèse). Les taux de sédimentation ont été ensuite calculés par régression linéaire entre chaque date. La nouvelle carotte M7UC01 a été comparée à une carotte nommée M5VC22, obtenue antérieurement dans la partie subtidale du drapage vaseux des Pertuis Charentais, à l'ouest de la baie de Marennes-Oléron (Fig. 6.1 c), le long d'un profil sismique haute-résolution IKB nommé Noma10 (Fig. 6.2 c, d ; Billeaud *et al.*, 2005). Cette carotte a été décrite par Allard *et al.* (2010) à partir de données granulométriques et de 4 datations  $^{14}\text{C}$  non calibrées mesurées par méthode AMS sur des coquilles de bivalves. Pour être comparé à celui de la carotte M7UC01, un modèle d'âge a été construit à partir de ces 4 datations et d'une supplémentaire non publiée et échantillonnée dans la même carotte M5VC22. La calibration a été effectuée selon le protocole décrit ci-dessus.

### 6.2.2 Evolution de l'exploitation des sols et changements climatiques

A partir du modèle d'âge M7UC01, une conversion profondeur-temps a été appliquée aux données granulométriques, et les taux de sédimentation ont été calculés. Ces données ont été comparées à l'évolution de l'exploitation des sols en France et aux changements climatiques haute-fréquence qui se sont produits sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde. A partir d'une compilation de données historiques variées, Mather *et al.* (1999) ont proposé une reconstitution du couvert forestier en France de 1000 à 2000 AD, exprimé en surface rapportée à la surface totale de la France. Bien qu'il ne soit pas focalisé sur la zone d'étude, cet article fournit une estimation fiable des tendances passées de la déforestation sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde (Kaplan *et al.*, 2009 ; Garnier, comm. pers., 2010).

Par rapport aux reconstitutions de température, les données concernant la variabilité des précipitations au cours du dernier millénaire sont plutôt rares (Mann, 2007). Un vaste jeu de données quantitatives a été rendu disponible par Pauling *et al.* (2006). Il a été obtenu en appliquant une fonction de transfert développée sur des séries instrumentales récentes (1901 – 1983) à un ensemble de données paléoclimatiques (période 1500 – 1900, séries instrumentales, archives historiques, proxies naturels : dendrochronologie, carottes de glace, coraux, spéléo-

thèmes). Les données sont réparties sur une grille fine (résolution horizontale  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) à l'échelle de l'Europe entière, pour la période comprise entre 1500 et 2000 AD et avec une résolution temporelle saisonnière. A partir des données brutes, les valeurs de précipitation ont été extraites pour les 52 cellules de la grille qui englobent les bassins versants de la Charente et de la Gironde (Fig. 6.1 b). Ces valeurs ont été moyennées, et la différence par rapport à la moyenne annuelle a été calculée pour chaque saison.

## 6.3 Résultats

### 6.3.1 Stratigraphie et sédimentologie

Le comblement sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron a été subdivisé en fonction des discordances mises en évidence par les profils sismiques. Une discordance érosionnelle de premier ordre, nommée EU1, a été identifiée à l'échelle de l'ensemble des Pertuis Charentais (Chaumillon & Weber, 2006) et a été utilisée pour corrélérer les unités sismiques de l'est et de l'ouest de la baie de Marennes-Oléron (Allard *et al.*, 2010). Sous la discordance EU1, qui correspond sur les profils sismiques Brouage5 et Noma10 (Fig. 6.2) à un réflecteur de forte amplitude, des unités sismiques différentes se sont mises en place de part et d'autre de la baie. Elles sont codées Ue à l'est et UT à l'ouest (voir page 59 pour les détails concernant la nomenclature des unités sismiques). Au dessus de la discordance EU1, les mêmes unités se sont déposées à l'est et à l'ouest de la baie de Marennes-Oléron. Elles sont nommées UT3, UT4.1 et UT4.2 (Fig. 6.2). Les deux unités superficielles UT4.1 et UT4.2 correspondent au drapage vaseux qui constitue le comblement terminal et actuel d'une grande partie des Pertuis Charentais (selon Chaumillon *et al.*, 2004, Billeaud *et al.*, 2005, Chaumillon & Weber, 2006, Allard *et al.*, 2010).

La carotte M7UC01, qui a traversé les unités Ue3.4, Ue3.5, UT3, UT4.1 et UT4.2 à l'est de la baie de Marennes-Oléron, mesure 8.4 m de long (Fig. 6.3). La carotte M5VC22, qui a traversé les unités UT3, UT4.1 et UT4.2 à l'ouest de la baie, mesure 3.6 m de long (Fig. 6.3). Les unités Ue3.4, Ue3.5 et UT2 ne sont pas prises en compte dans cette étude, qui se focalise uniquement sur la succession sédimentaire au dessus de EU1. Cette dernière inclut :

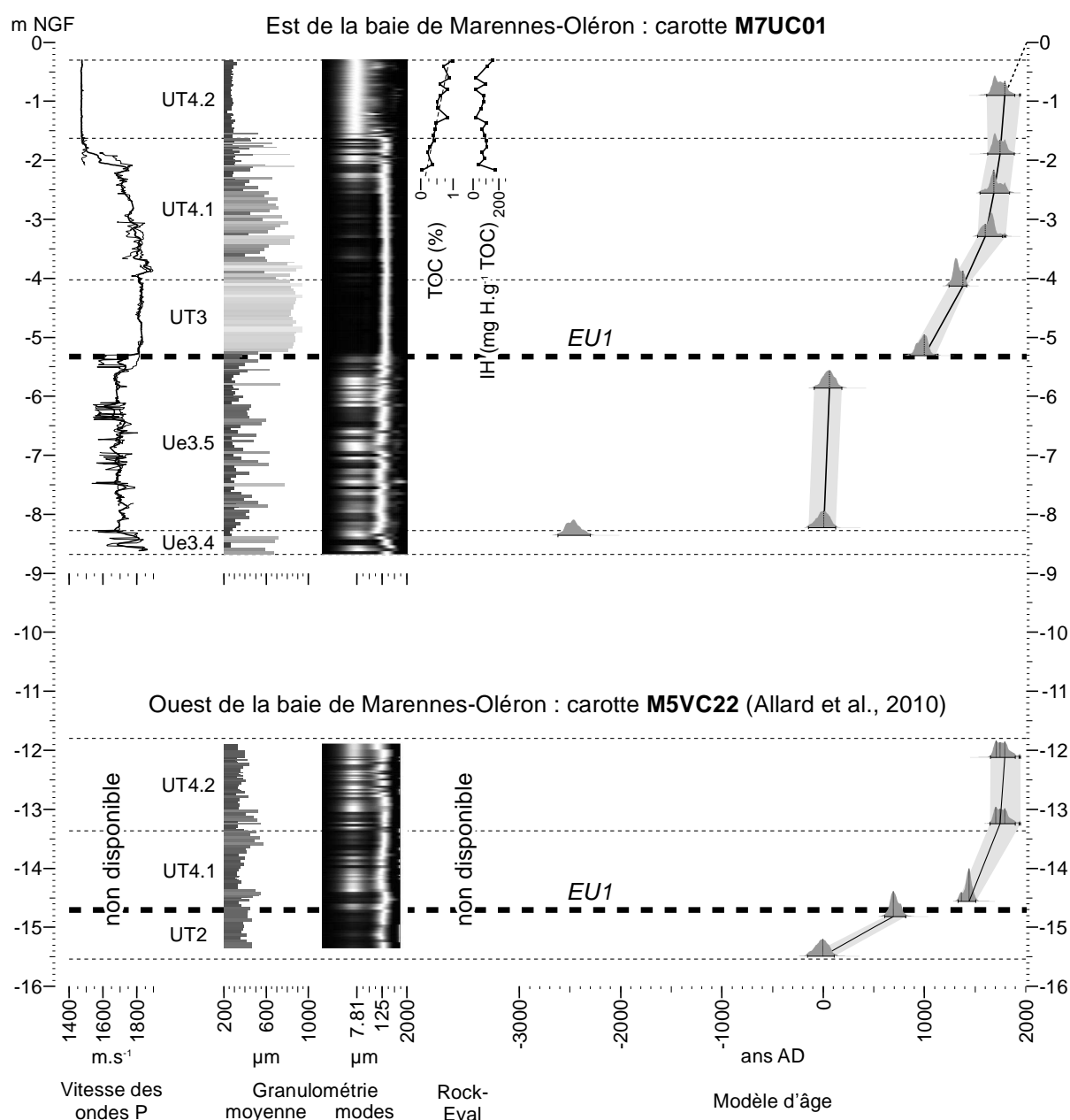


FIGURE 6.3 – Log synthétique des carottes M7UC01 et M5VC22, indiquant de gauche à droite les unités stratigraphiques, la moyenne granulométrique, la contribution des modes granulométriques, le contenu du sédiment en Carbone Organique Total et l'Indice Hydrogène déterminé par l'analyse Rock-Eval, et le modèle d'âge. Les deux carottes sont disposées selon le système de référence NGF. La ligne pointillée épaisse représente la discordance EU1 visible sur les profils sismiques (Fig. 6.2). Dans les modèles d'âges, les zones grisées délimitent l'intervalle de calibration  $2\sigma$  (Table 6.1), et les segments noirs relient les âges les plus probables.

- l'unité UT3, qui correspond à l'est de la baie de Marennes-Oléron à un drapage transparent (profil sismique Brouage5 ; Fig. 6.2 a, b). Dans la carotte M7UC01, cette unité mesure environ 1.3 m d'épaisseur, et est exclusivement composée de particules de sable bien classées (mode à 190  $\mu\text{m}$  ; Fig. 6.3). Elle s'est déposée entre 856 AD – 1106 AD et 1242 AD – 1416 AD (intervalle de calibration  $2\sigma$  ; Fig. 6.3 ; Table 6.1). A l'ouest de la baie,

Unité	Carotte	Code	Matériel	Profondeur	Age <sup>14</sup> C	Intervalle 2σ
			v. : valve, i. : individu	m NGF	ans BP	
Est de la baie de Marennes-Oléron						
UT4.2	M7UC01	Poz-31123	<i>Mytilus edulis</i> i.	-0.90	590 ± 30	1617 AD – 1895 AD
UT4.1	M7UC01	Poz-31317	<i>Cerastoderma edule</i> i.	-1.90	590 ± 25	1625 AD – 1890 AD
UT4.1	M7UC01	Poz-32937	<i>Nucula nitidosa</i> v.	-2.55	615 ± 30	1551 AD – 1852 AD
UT4.1	M7UC01	Poz-32938	<i>Nucula nitidosa</i> v.	-3.29	655 ± 30	1525 AD – 1770 AD
UT3	M7UC01	Poz-31121	<i>Nucula nitidosa</i> v.	-4.13	1065 ± 30	1242 AD – 1416 AD
UT3	M7UC01	Poz-31120	<i>Nucula nitidosa</i> i.	-5.31	1420 ± 30	856 AD – 1106 AD
Ue3.5	M7UC01	Poz-31118	<i>Mytilus edulis</i> v.	-5.86	2290 ± 30	91 BC – 185 AD
Ue3.5	M7UC01	Poz-31117	<i>Mytilus edulis</i> i.	-8.23	2335 ± 30	144 BC – 125 AD
Ue3.4	M7UC01	Poz-31116	<i>Anomia ephippium</i> v.	-8.36	4300 ± 35	2618 BC – 2299 BC
Ouest de la baie de Marennes-Oléron						
UT4.2	M5VC22	Poz-20120	<i>Abra</i> sp. v.	-12.12	565 ± 30	1655 AD – 1898 AD
UT4.2	M5VC22	Poz-201212	<i>Abra</i> sp. v.	-13.25	570 ± 30	1650 AD – 1898 AD
UT4.1	M5VC22	Poz-201222	<i>Abra</i> sp. v.	-14.56	910 ± 30	1332 AD – 1504 AD
UT3	M5VC34	Poz-263022	<i>Pandora inaequalvis</i> v.	-6.16	1165 ± 30	1123 AD – 1325 AD
UT3	M5VC33	Poz-263042	<i>Cerastoderma edule</i> v.	-8.63	1235 ± 30	1059 AD – 1275 AD
UT3	M5VC35	Poz-263032	<i>Cerastoderma edule</i> v.	-7.35	1245 ± 30	1052 AD – 1269 AD
UT2	M5VC22	Poz-201062	<i>Abra</i> sp. v.	-14.82	1695 ± 30	605 AD – 814 AD
UT2	M5VC22	Poz-201052	<i>Abra</i> sp. v.	-15.49	2345 ± 30	156 BC – 111 AD

TABLE 6.1 – Datations <sup>14</sup>C.

UT3 correspond à un prisme progradant oblique tangentiel (profil sismique Noma10 ; Fig. 6.2 c, d). Il n'a pas été traversé par la carotte VC22, mais Allard *et al.* (2010) ont extrait 3 coquilles de mollusques au sommet de ce prisme pour le dater. Les âges <sup>14</sup>C ont été calibrés selon la méthode décrite ci-dessus. Les intervalles de calibration 2σ (1052 – 1269 AD, 1059 – 1275 AD, et 1123 – 1325 AD ; Table 6.1) indiquent que ce prisme s'est déposé simultanément au drapage de sable de l'est de la baie.

- l'unité UT4.1 correspond à l'est de la baie de Marennes-Oléron à un drapage caractérisé par des réflecteurs parallèles de forte amplitude (profil sismique Brouage5 ; Fig. 6.2 a, b). Dans la carotte M7UC01, UT4.1 est une séquence grano-décroissante de 2.4 m d'épaisseur, dont la moyenne granulométrique diminue de 870 à 300 μm de la base vers le sommet. Elle se compose d'un mélange de particules de sable bien classées (mode à 190 μm) et de silt mal classées (5–9 μm). Dans cette partie orientale de la baie, l'unité UT4.1



montre la présence de litages fins (échelle millimétrique à centimétrique) entre -2.5 m NGF et le sommet de la carotte M7UC01 à -0.3 m NGF, qui témoigne de la transition d'un environnement subtidal (UT3) à intertidal (UT4.2). Cette transition s'accompagne d'une augmentation de la teneur en silts au sommet de l'unité UT4.1. Les datations varient entre 1525 AD – 1770 AD et 1625 AD – 1890 AD (Fig. 6.3 ; Table 6.1). A l'ouest de la baie, UT4.1 correspond également à un drapage, mais caractérisé par des réflecteurs de faible amplitude (profil sismique Noma10 ; Fig. 6.2 c, d). Dans la carotte M5VC22, cette unité mesure 1.2 m d'épaisseur et est également composée d'un mélange de particules de sable moyennement classées (mode à 130  $\mu\text{m}$ ) et de silt mal classées (5–9  $\mu\text{m}$ ). Des litages d'épaisseur millimétrique à centimétrique similaires à ceux observés dans la carotte M7UC01 sont identifiés. La datation effectuée à la base de l'unité dans la carotte M5VC22 donne un intervalle de calibration  $2\sigma$  de 1332 AD – 1504 AD (Fig. 6.3 ; Table 6.1)

- l'unité UT4.2 correspond à l'est de la baie de Marennes-Oléron à un drapage caractérisé par des réflecteurs montrant des géométries multiples chenalisantes de forte amplitude (profil sismique Brouage5 ; Fig. 6.2 a, b). Dans la carotte M7UC01, UT4.2 mesure 1.3 m d'épaisseur. Elle se compose exclusivement de particules de silt mal classées (5–9  $\mu\text{m}$  ; Fig. 6.3), et elle se caractérise surtout par la disparition des particules de sable à 190  $\mu\text{m}$  trouvées dans les unités UT3 et UT4.1. Les litages observés dans UT4.1 sont moins visibles entre -0.90 et -0.3 m NGF, du fait d'une bioturbation intense (terriers de vers Annélides). La datation effectuée au sommet de l'unité dans la carotte M7UC01 donne un intervalle de calibration  $2\sigma$  de 1617 AD – 1895 AD (Fig. 6.3 ; Table 6.1). A l'ouest de la baie, l'unité UT4.2 correspond à un drapage caractérisé par des réflecteurs d'amplitude moyenne à forte (profil sismique Noma10 ; Fig. 6.2 c, d). Elle est composée d'un mélange de particules de sable moyennement classées (mode à 130  $\mu\text{m}$ ) et de silt mal classées (5–9  $\mu\text{m}$ ). Cependant la contribution des particules de silt est plus importante que dans l'unité UT4.1.

D'abondants restes de végétaux ligneux ont été extraits des unités UT4.1 et UT4.2 dans la carotte M7UC01. Une analyse Rock-Eval de 19 échantillons de sédiment a été effectuée pour ca-

ractériser ces résidus organiques. Le taux de Carbone Organique Total augmente linéairement de près de 0 à 1 % (Fig. 6.3). L'Indice Hydrogène ne montre pas de variations significatives, et n'excède jamais 200 mg HC.g<sup>-1</sup> COT.

### 6.3.2 Changements climatiques et évolution de l'exploitation des sols

Deux modèles d'âge précis ont pu être développés en suivant la méthode de "wiggles-matching" pour les carottes M7UC01 (6 datations) et M5VC22 (3 datations ; Fig. 6.3 ; Table 6.1). Une conversion temps-profondeur a été appliquée aux données granulométriques de la carotte M7UC01. La contribution des particules de silt à 5–9 µm a augmenté selon une courbe sigmoïde de près de 0 à 30 % entre 1000 et 2000 AD, alors que la contribution des particules de sable à 190 µm a diminué inversement (Fig. 6.4 a). La disparition brutale de ces particules s'est produite approximativement en 1760 AD. Les taux de sédimentation calculés à partir des deux modèles d'âge ont augmenté de 3.1 à 21.2 mm.a<sup>-1</sup> dans la carotte M7UC01 entre 1000 et 1800 AD, soit une augmentation d'un facteur 6.8. Malgré une moindre résolution, le modèle d'âge de M5VC22 suit une tendance similaire, le taux de sédimentation augmentant de 4.3 à 24.0 mm.a<sup>-1</sup>, soit un facteur d'augmentation de 5.6 (Fig. 6.4 b).

Une phase de déforestation majeure s'est produite en France entre 1000 et 1350 AD (Fig. 6.4 c ; Mather *et al.*, 1999). Puis les forêts se sont rapidement redéveloppées à la faveur d'une période de crise démographique et économique liée à la Guerre de Cent Ans (1337 – 1453 AD) et à la pandémie de peste bubonique (1347 - 1349 AD) touchant l'Europe entière. Les augmentations exponentielles des taux de sédimentation et du contenu en silts mises en évidence dans les carottes M7UC01 et M5VC22 sont contemporaines d'une seconde phase de déforestation qui s'est produite entre 1450 et 1850, au cours de laquelle le couvert forestier est passé de près de 35 à moins de 10 % de la surface totale de la France.

La variabilité des précipitations sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde a été déterminée à partir du jeu de données de Pauling *et al.* (2006). Une anomalie positive rapide et intense des précipitations hivernales se distingue pour la période 1700 – 1750 AD (Fig. 6.4 d), avec une différence maximale de +95 mm par rapport à la moyenne annuelle en 1727 AD. Pendant cette période, les printemps et les étés étaient secs, avec des différences maximales

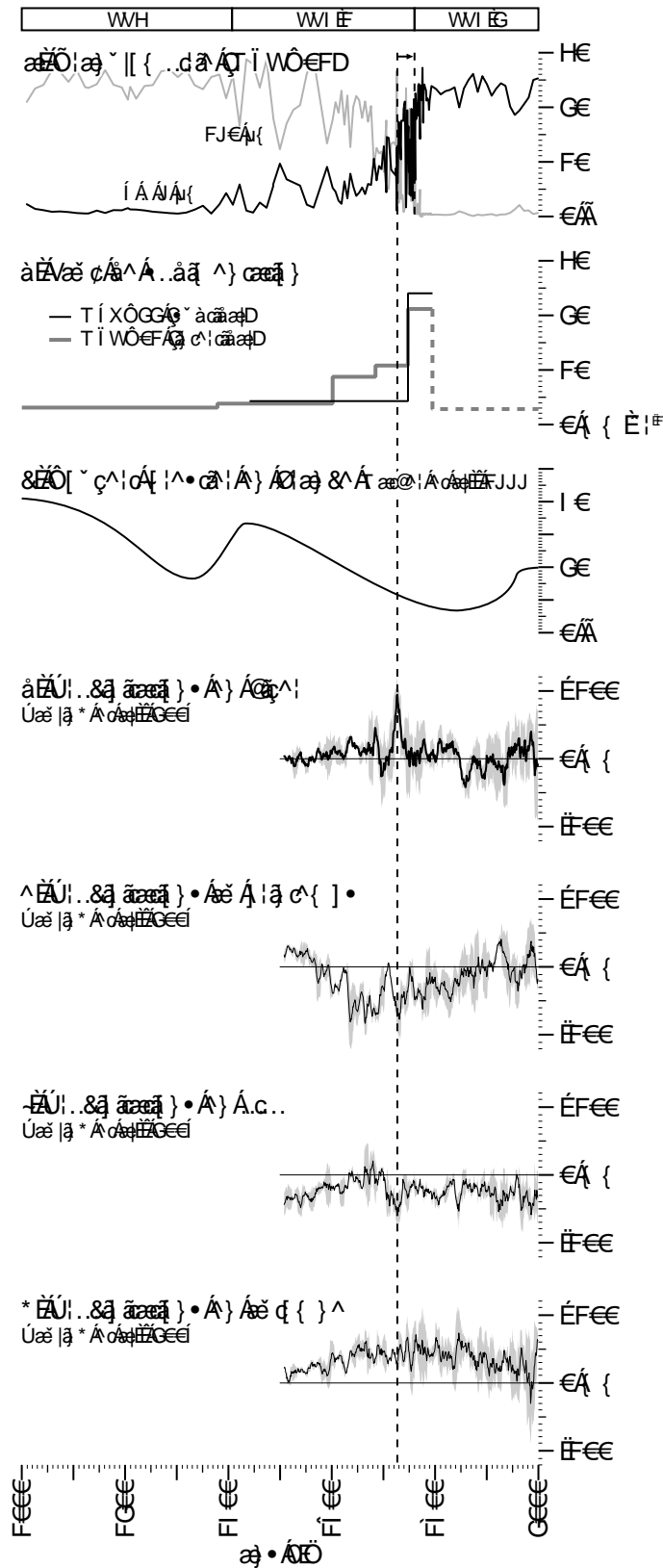


FIGURE 6.4 – Variations dans le temps de (a) Contribution des particules de sédiment à 190 et 5 – 9 µm dans la carotte M7UC01, (b) Taux de sédimentation déduits des modèles d’âge M7CU01 et M5VC22, (c) Déforestation en France (modifié d’après Mather *et al.*, 1999), (d) Précipitations en hiver, (e) automne, (f) été et (g) automne sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde. La déviation par rapport à la moyenne annuelle a été calculée à partir des données de Pauling *et al.* (2006).

respectives de -77 et -54 mm (Fig. 6.4 e, f). Les précipitations automnales étaient plus élevées que la moyenne annuelle, mais sont restées stables autour de +40 mm sur cette période de 50 ans (Fig. 6.4 g).

## 6.4 Discussion

### 6.4.1 Comblement sédimentaire terminal en baie de Marennes-Oléron : forçages autocycliques

Le comblement sédimentaire terminal de l'est de la baie de Marennes-Oléron, révélé par la carotte M7UC01 (unités UT3, UT4.1 et UT4.2), se caractérise par une séquence grano-décroissante associée à la transition d'un faciès subtidal à un faciès intertidal (Fig. 6.3). Ces caractères sont typiques de ceux d'une paraséquence régressive en environnement silico-clastique dominé par la marée (van Wagoner *et al.*, 1990 ; Emery & Myers, 1996). La carotte M7UC01 fournit un enregistrement du comblement progressif de l'est de la baie de Marennes-Oléron. Les tendances sédimentaires mises en évidence dans les carottes M7UC01 et M5VC22 peuvent donc s'interpréter comme résultant d'une évolution autocyclique de la baie de Marennes-Oléron. Son comblement rapide avec des particules de sédiment fin a probablement favorisé une diminution du prisme tidal. Suivant une rétro-action positive (Allard *et al.*, 2010 et références ci-incluses), la chute des courants de marée dans la baie a pu accélérer en retour le dépôt des particules fines. Elle a pu aussi empêcher le dépôt de particules plus grossières dans les zones abritées de la baie, comme le montre la disparition des particules de sable à 190  $\mu\text{m}$  à la limite UT4.1-UT4.2 dans la carotte M7UC01. Dans la partie occidentale de la baie (carotte M5VC22), les variations de la moyenne granulométrique sont non significatives. Dans ce secteur, l'unité UT4.2 contient une proportion significative de particules de sable (Fig. 6.3). Cette variation latérale de faciès au sein de l'unité UT4.2 s'explique par les apports de sable à l'entrée nord de la baie de Marennes-Oléron en réponse à la dérive littorale et à la prépondérance des courants de flot (Bertin *et al.*, 2005).

### 6.4.2 Impact respectif des changements dans l'exploitation des sols et des changements climatiques haute-fréquence sur l'envasement de la baie de Marennes-Oléron

En revanche, la transition entre les faciès subtidal et intertidal observée au sein de l'unité UT4.1 n'est pas associée au changement granulométrique le plus important dans la carotte M7UC01, qui correspond à la disparition des particules de sable à  $190\ \mu\text{m}$  à la limite UT4.1–UT4.2 (Fig. 6.3 a). Ce changement, associé à une augmentation du taux de sédimentation mise en évidence par les deux modèles d'âges développés pour les carottes M5VC22 et M7UC01 (Fig. 6.4 b) ne peut s'expliquer uniquement par le comblement naturel de la baie de Marennes-Oléron.

L'analyse Rock-Eval a été utilisée pour déterminer l'origine de la matière organique dans les unités UT4.1 et UT4.2. Les valeurs d'Indice Hydrogène (IH) inférieures à  $300\ \text{mg HC.g}^{-1}\ \text{COT}$  sont caractéristiques d'une matière issue de végétaux supérieurs terrestres (Mesnage *et al.*, 2007 et références ci-incluses). Dans les unités UT4.1 et UT4.2, la matière organique est sans équivoque d'origine terrestre, puisque l'IH n'excède pas  $200\ \text{mg HC.g}^{-1}\ \text{COT}$ . Combiné aux analyses isotopiques Sr – Nd (Parra *et al.*, 1998), ce résultat suggère que les silts composant le drapage vaseux de la baie de Marennes-Oléron proviennent des bassins versants adjacents de la Charente et de la Gironde.

Les vasières ouest et sud Gironde (Lesueur *et al.*, 1996) et le drapage vaseux de la baie de Vilaine (Traini, 2009) montrent des similitudes avec le drapage vaseux des Pertuis Charentais (Billeaud *et al.*, 2004). Les vasières de la Gironde sont situées face à l'estuaire de la Gironde (Fig. 6.1 b), sur le domaine interne de la plateforme continentale, entre -30 et -70 m sous le niveau marin moyen. Elles correspondent à deux corps sédimentaires de 1 à 2 m d'épaisseur, composés de silts (médiane granulométrique inférieure à  $10\ \mu\text{m}$ ) provenant de l'estuaire de la Gironde, intercalés avec de fins dépôts de tempête, et reposant sur des dépôts sableux anciens datés entre 5 et 1 ka BP. Deux datations obtenues par Lesueur *et al.* (1996) à la base de ces vasières (coquilles de mollusques,  $620 \pm 70$  et  $500 \pm 70$  ans BP) ont été calibrées selon la méthode décrite ci-dessus. Les intervalles de calibration  $2\sigma$  respectifs sont 1516 – 1897 AD et

1682 - 1950 AD (médianes 1706 et 1816 AD). La baie de Vilaine se situe 200 km au nord des Pertuis Charentais, à proximité de l'estuaire de la Loire (Fig. 6.1 a). Son remplissage sédimentaire superficiel consiste en un drapage de 0.5 à 2 m d'épaisseur de silts provenant de la Loire. Une datation obtenue par Traini (2009) dans ce drapage (coquille de mollusque,  $559 \pm 51$  ans BP) a été également calibrée avec la même méthode. L'intervalle de calibration  $2\sigma$  est 1655 – 1950 AD (médiane 1802 AD). Malgré les grandes erreurs liées aux erreurs initiales dans la mesure du  $^{14}\text{C}$ , il apparaît que les vasières de la Gironde et de la Vilaine se sont déposées en même temps que le drapage vaseux des Pertuis Charentais, entre 1700 et 1800 AD.

Les similitudes entre les vasières observées dans les Pertuis Charentais, au large de l'estuaire de la Gironde et en baie de Vilaine concernant la granulométrie, la chronologie de dépôt et l'origine continentale des sédiments, soutiennent fortement l'hypothèse de facteurs allogènes agissant sur l'envasement des environnements côtiers du Golfe de Gascogne (Fig. 6.1 a). La mise en place du drapage vaseux (unités UT4.1 et UT4.2) est synchrone de changements dans l'exploitation des sols et de changements climatiques (Fig. 6.4 c, g). Ces deux paramètres sont déterminants dans l'érosion des sols (Renard *et al.*, 1991), qui pourrait expliquer une augmentation des apports sédimentaires d'origine continentale vers les estuaires et le plateau continental. Il semble donc probable que le drapage vaseux des Pertuis Charentais se soit déposé en réponse à une augmentation des apports sédimentaires plutôt qu'à une diminution des courants (Chaumillon *et al.*, 2004 ; Bertin, 2005 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Allard *et al.*, 2010).

A partir d'un modèle d'érosion des sols couplé à un modèle de transport sédimentaire, Ward *et al.* (2009) ont montré que la déforestation agit comme le facteur de contrôle primordial sur la charge sédimentaire d'un fleuve. Secondairement, la sensibilité de cette charge sédimentaire aux changements climatiques augmente lorsque le pourcentage de terrains déforestés augmente. D'après ces conclusions, il apparaît très vraisemblable que l'augmentation du taux de sédimentation entre 1600 et 1800 AD, corrélée à l'augmentation de la teneur des sédiments en silts, ait été déclenchée par une augmentation des précipitations automnales et hivernales (Fig. 6.4 g, d) et favorisée par la déforestation intense (couvert forestier réduit à près de 10 % ; Fig. 6.4 c). L'apport massif de sédiments fins responsable de la mise en place de l'unité

UT4.2 (Fig. 6.4 a) a été déclenché par la forte anomalie positive des précipitations hivernales observée pour la période 1700 – 1750 AD, l'érosion des sols atteignant alors son paroxysme. L'interaction entre une érosion des sols favorisée par la déforestation mais déclenchée par une augmentation des précipitations a été décrite dans de nombreux environnements terrestres, en particulier dans des régions arides comme le plateau de loess de Chine (Zheng, 2006) et les vallées méditerranéennes (Fuchs, 2007 ; Casana, 2008).

Entre 1700 et 1750 AD, les automnes et les hivers étaient humides sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde, alors que les printemps et les étés étaient secs (Fig. 6.4 e, f). Des épisodes de précipitations intenses, tendant à ressembler à ceux existants sur le pourtour méditerranéen (Casana, 2008), ont pu se produire à cette époque. Ces conditions climatiques particulières ont probablement exacerbé l'érosion des sols, qui est déterminée par l'intensité et la durée des épisodes de pluie plutôt que par les précipitations totales annuelles (Wischmeier & Smith, 1958). De plus, les précipitations les plus intenses entre 1700 et 1750 AD ont eu lieu en hiver, lorsque les terres arables sont dénudées, et donc plus vulnérables à l'érosion. Enfin, la conversion des forêts en terres arables en France a consisté principalement en une déforestation par brûlis, réalisée le long du réseau hydrographique qui était utilisé pour le transport des troncs d'arbres (Garnier, 2004). Cette proximité entre terrains déforestés et rivières aurait pu ainsi favoriser l'exportation des résidus de sols aux fleuves puis aux environnements côtiers liés à ces derniers.

### 6.4.3 Enregistrements sédimentaires similaires dans le monde

L'augmentation des flux sédimentaires observée dans de nombreuses zones côtières dans le monde a été très fréquemment attribuée à la déforestation. A partir de ces enregistrements sédimentaires, quelques phases majeures de l'expansion de l'humanité peuvent être retracées, depuis la protohistoire jusqu'à l'ère moderne. Vers 3700 ans cal. BP, un pic d'apports sédimentaires dans la baie d'Iskenderun (sud-ouest de la Turquie) s'est produit en réponse au développement de l'agriculture dans le Croissant Fertile pendant l'Age du Bronze (Spezzaferri *et al.*, 2000). Vers 1900 ans cal. BP, l'érosion des sols enregistrée dans le nord-ouest de l'Espagne (Bernárdez *et al.*, 2008) a été attribuée à des conditions climatiques chaudes et humides, super-

posées à l'exploitation de mines d'or et à la déforestation par les Romains. Pendant le Moyen Age et le Petit Age Glaciaire, l'envasement d'environnements estuariens ou lagunaires a été observé en Europe et attribué principalement à la déforestation (Lesueur *et al.*, 1996 ; Freitas *et al.*, 2002 ; Oldfield *et al.*, 2003 ; Trincardi *et al.*, 2004 ; Billeaud *et al.*, 2005 ; Nørgaard-Pedersen *et al.*, 2006 ; Mohamed *et al.*, 2010 ; Sorrel *et al.*, 2010 ; Vis *et al.*, 2010). L'arrivée des colons européens dans l'est (Valette-Silver *et al.*, 1986 ; Brush, 2001 ; Colman *et al.*, 2002 ; Cronin & Vann, 2003) et l'ouest des Etats-Unis (Chambers *et al.*, 2000 ; Grossman *et al.*, 2006 ; Jaffe *et al.*, 2007), dans les îles des Caraïbes (Ryan *et al.*, 2008), au Brésil (Neto *et al.*, 1999), dans les îles de l'Océan Indien (Zinke *et al.*, 2003), et en Nouvelle-Zélande (Foster & Carter, 1997 ; Goff, 1997 ; Hayward *et al.*, 2004 ; Grenfell *et al.*, 2007 ; Wadman & McNinch, 2008 ; Carter *et al.*, 2010) s'est accompagnée d'une déforestation rapide aboutissant à une érosion des sols intense.

Bien que cette liste ne soit pas exhaustive, elle souligne quelques caractéristiques de l'impact des changements dans l'utilisation des terres sur les bassins versants et les environnements côtiers concernés. Premièrement, des augmentations des taux de sédimentations d'un facteur 2 à 6 ont été fréquemment mentionnées dans certains de ces travaux (Vis *et al.*, 2010 : augmentation d'un facteur 3 ; Colman *et al.*, 2002 : facteur 4 ; Cronin & Vann, 2003 : facteur 4 à 5 ; Ryan *et al.*, 2008 : facteur 2 ; Foster & Carter, 1997 : facteur 5 ; Goff, 1997 : facteur 4 à 6), ce qui est très proche de l'augmentation d'un facteur 6 mise en évidence pour la baie de Marennes-Oléron. Ceci suggère un impact de la déforestation d'ampleur similaire quelque soit le moment où s'est produite cette déforestation, l'emplacement de l'environnement impacté et sa géomorphologie.

Deuxièmement, le décalage relativement faible entre le pic de précipitations hivernales sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde et le dépôt de la majorité des sédiments fins dans les Pertuis Charentais indique une réponse rapide des bassins versants. A partir d'une synthèse de données diverses, Walling (2006) a comparé les variations dans le temps des flux de sédiment continent – océan de 6 bassins versants au cours des 3000 dernières années, par rapport à des conditions antérieures aux impacts anthropiques. Cette étude a montré que la réponse des systèmes fluviaux à l'augmentation des flux sédimentaires résultant de changements dans l'exploitation des sols dépend en majeure partie de la taille de ces 6



bassins versants, qui varie entre  $1,6 \cdot 10^3$  et  $3,2 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup>. Plus la taille du bassin augmente, plus sa capacité de stockage augmente et à l'inverse plus son temps de réaction diminue (Dearing & Jones, 2003 ; Walling, 2006), du fait de la présence de puits sédimentaires temporaires ou permanents dispersés le long du réseau hydrographique (Fryirs *et al.*, 2007). Parmi les 6 rivières considérées par Walling (2006), il apparaît que la réponse des bassins versants de la Charente et de la Gironde (surface totale combinée, près de 85000 km<sup>2</sup>) paraît plus proche de celle du petit bassin de la Waipaoa (Nouvelle-Zélande, près de 1600 km<sup>2</sup>) que de celle du bassin de l'Ebre (Espagne), pourtant de taille très similaire (près de 86000 km<sup>2</sup>). Le bassin versant de la Waipaoa, comme d'autres en Nouvelle-Zélande, remplit tous les critères pour une érosion des sols intense (Renard *et al.*, 1991) : des pentes raides, des terrains du Cénozoïque (principalement Miocène) facilement érodables, des glissements de terrain déclenchés par des épisodes de pluies intenses, et une déforestation massive liée à l'expansion des colons européens à partir de la seconde moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle (par ex. Foster & Carter, 1997). Il est important de noter que le bassin versant de la Garonne est l'une des zones subissant l'érosion des sols la plus intense en France (Bissonnais *et al.*, 2002 ; Fig. 6.5). Comme le bassin versant de la Waipaoa, celui de la Garonne draine des terrains pentus (piedmont de la chaîne des Pyrénées) datant principalement du Cénozoïque (Oligocène et Miocène), contrairement aux bassins peu pentus de la Charente, de la Dordogne et de l'Isle qui drainent des calcaires du Mésozoïque. Conformément aux données concernant l'origine des sédiments fins dans les Pertuis Charentais (Parra *et al.*, 1998), ceci suggère que le bassin versant de la Garonne est le principal contributeur à l'exportation de résidus de sols vers les Pertuis Charentais.

Troisièmement, la liste des travaux cités ci-dessus met en avant la prédominance des changements dans l'exploitation des sols sur l'envasement des environnements côtiers sous influence fluviale, par rapport aux changements climatiques haute-fréquence. Par conséquent, nous proposons que les séquences grano-décroissantes mises en évidence dans les Pertuis Charentais et dans d'autres environnements côtiers silicoclastiques autour du monde forment un groupe cohérent, qui s'est déposé en réponse aux activités humaines sur les bassins versants. Etant donné l'ampleur de l'impact de l'humanité sur le système terrestre global (Hooke, 2000), nous proposons de grouper les drapages vaseux au sein du Cortège de dépôts Anthro-

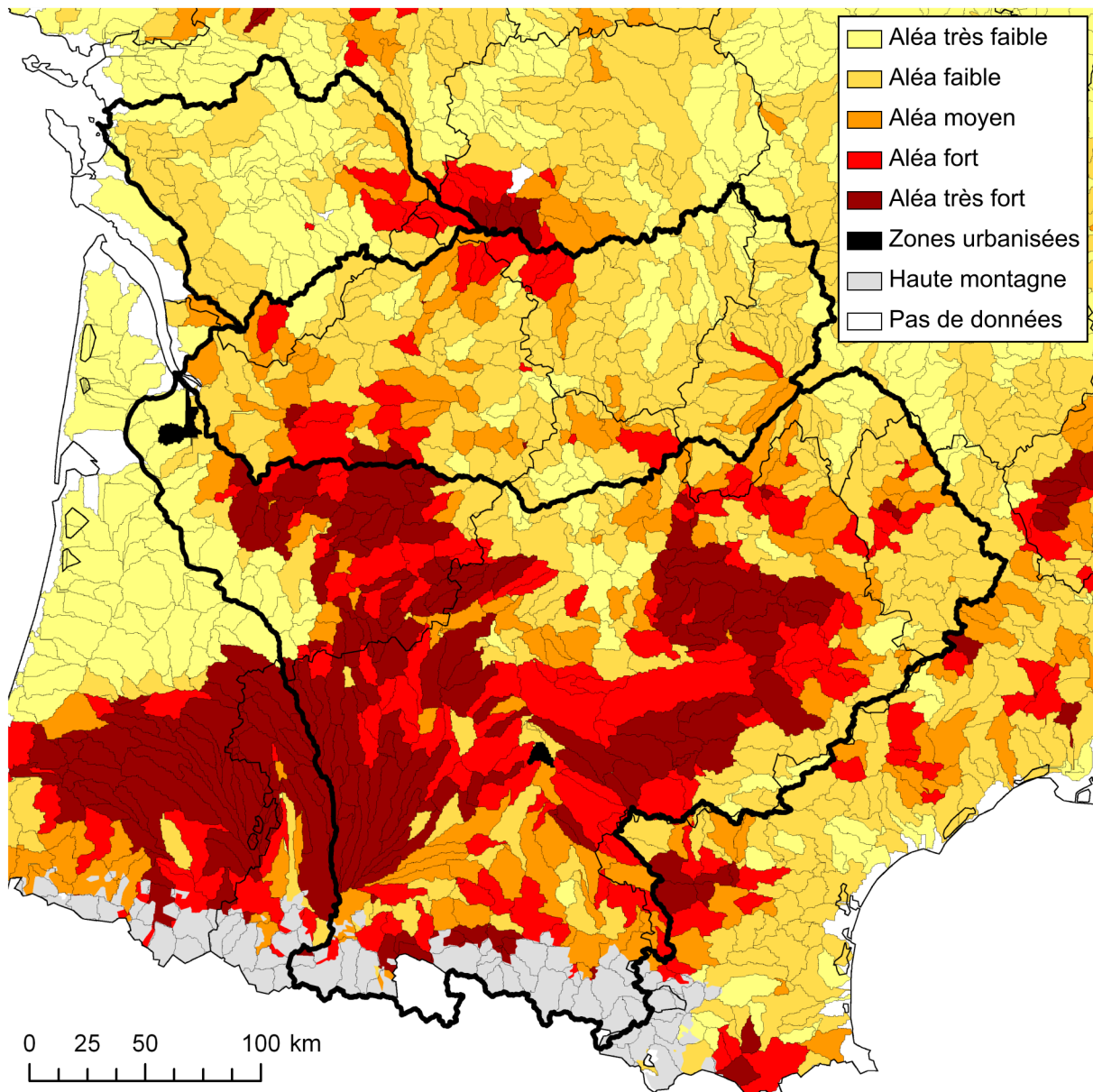


FIGURE 6.5 – Bilan annuel de l'aléa d'érosion des sols en France (modifié d'après [Bissonnais et al., 2002](#)). Les lignes noires épaisses délimitent du nord au sud les bassins versants de la Charente, de la Dordogne et de la Garonne.

pique ("Anthropogenic System Tracts", AST), reposant sur, ou inclus dans, le Cortège de dépôts de Haut Niveau marin ("Highstand System Tracts", HST), en référence à la nomenclature largement utilisée en stratigraphie séquentielle ([Emery & Myers, 1996](#)). Puisque l'augmentation exponentielle de l'érosion des sols dans un passé récent a été retenue comme une tendance caractéristique de l'Anthropocène ([Zalasiewicz et al., 2008](#)), nous suggérons également que la limite stratigraphique entre le HST et l'AST pourrait constituer un critère de reconnaissance ("Global Boundary Stratotype Section and Point", GSSP) pour la transition Holocène / Anthropocène.

## 6.5 Conclusion

A partir d'un modèle d'âge haute-résolution et de données granulométriques, il a été possible de distinguer l'impact respectif des changements dans l'exploitation des sols et des changements climatiques sur le dépôt des sédiments fins dans les Pertuis Charentais. La majorité du drapage vaseux s'est mis en place vers 1760 AD, en réponse à une augmentation de l'érosion des sols sur les bassins versants adjacents. Alors que la déforestation était le facteur primordial à l'origine de ce changement environnemental majeur, il a été déclenché par une courte période de précipitations intenses au dessus des bassins versants de la Charente et de la Gironde entre 1700 et 1750 AD. Le drapage vaseux des Pertuis Charentais présente des analogies avec d'autres drapages observés ailleurs dans le monde, et indique un impact global des changements dans l'exploitation des sols sur l'envasement des environnements côtiers sous influence fluviale. Ces drapages vaseux forment un groupe stratigraphique cohérent que nous proposons d'appeler Cortège de dépôts Anthropique ("*Anthropogenic System Tracts*"). Il est désormais nécessaire de renforcer cette hypothèse.

## Remerciements

Les auteurs remercient l'équipage de la V/O L'Estran et les étudiants et collègues de l'Université de La Rochelle pour leur aide sur le terrain, Boris Vannière et Agnès Stock (laboratoire Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté) pour l'utilisation du banc de mesures Geotek, Philippe Martinez et Joël Saint-Paul (laboratoire EPOC, Université Bordeaux 1) pour la radiographie des carottes, Jean-Robert Disnar (laboratoire ISTO, Université d'Orléans) pour les analyses Rock-Eval, et Tomasz Goslar (Poznań Radiocarbon Laboratory, Pologne) pour les datations  $^{14}\text{C}$ . La thèse de Clément Poirier est financée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur.

## 6.6 Perspectives

### 6.6.1 Signature isotopique Sr – Nd des sédiments fins en baie de Marennes-Oléron : évolution à long-terme

Les sédiments fins déposés dans les Pertuis Charentais ont plusieurs origines. Outre les apports directs des quatre cours d'eau côtiers (Lay, Sèvre Niortaise, Charente, Seudre), il existe une "contamination" sédimentaire liée à la déviation du panache turbide de l'estuaire de la Gironde dans les Pertuis (Froidefond *et al.*, 1998). Les données isotopiques Sr – Nd qui mettent en évidence cet apport sédimentaire allochtone ont été effectuées sur des sédiments de surface (Parra *et al.*, 1998). La présente étude se base sur l'hypothèse raisonnable que la baie de Marennes-Oléron est soumise depuis au moins 1000 ans à ces apports girondins. Il convient désormais de vérifier formellement cette supposition. Pour cela, 8 échantillons de sédiment ont été prélevés à intervalles réguliers dans le drapage vaseux (carotte M7UC01), ainsi que 4 autres dans l'unité ancienne Ue3.5. L'analyse isotopique Sr et Nd des échantillons est actuellement effectuée par Sidonie Révillon (UMR 6538 Domaines Océaniques, Brest) selon le même protocole que celui défini par (Parra *et al.*, 1998). Les résultats obtenus devraient ainsi permettre de déterminer la contribution des apports sédimentaires autochtones et allochtones au comblement de la baie de Marennes-Oléron au cours des 2000 dernières années.

### 6.6.2 Approche source – puits

Les sols dans la partie amont du bassin versant de la Gironde (Garonne, Tarn, Aveyron) sont pentus et facilement érodables, ce qui explique leur vulnérabilité face à l'érosion des sols (Bissonnais *et al.*, 2002). Il apparaît donc probable que ces zones aient contribué en grande partie à l'exportation de résidus de sols responsable de la mise en place du drapage vaseux des Pertuis Charentais et des vasières de la Gironde. Pour vérifier cette hypothèse, il conviendrait de suivre une approche source – puits qui permettrait de décrire la réponse des bassins versants à la déforestation et à l'augmentation des précipitations au cours des derniers siècles (Carter *et al.*, 2010). Le traçage sédimentaire est un outil privilégié pour cette démarche (Davis & Fox, 2009). L'analyse isotopique Sr – Nd entreprise sur la carotte M7UC01 constitue une

première étape dans cette voie. La démarche de modélisation d'érosion des sols entreprise par [Ward \*et al.\* \(2009\)](#) pourrait aussi être mise en oeuvre sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde. Enfin, une quantification des budgets sédimentaires fluviaux permettrait de mieux comprendre les processus de stockage sédimentaire dans les plaines alluviales ([Hoffmann \*et al.\*, 2007](#)). Cette approche source – puits est complexe à mettre en oeuvre puisqu'elle suppose de rassembler un grand nombre de chercheurs de disciplines différentes. Elle est en revanche importante pour la gestion du système sédimentaire et écologique Gironde – Pertuis Charentais, notamment du point de vue de la contamination métallique (par ex. [Schäfer & Blanc, 2002](#)).

### 6.6.3 Analyse bibliographique

Les résultats obtenus dans cette étude suggèrent que la mise en place de dragages vaseux dans les environnements côtiers sous influence fluviale pourrait constituer un critère de reconnaissance pour la transition Holocène / Anthropocène. Une synthèse approfondie de la littérature disponible sur ces dragages et sur les bassins versants concernés permettrait de dégager des caractéristiques sur l'ampleur et la chronologie des impacts anthropiques sur les bassins versants. Elle permettrait aussi de mieux comprendre la réponse des systèmes fluviaux à ces perturbations ([Hoffmann \*et al.\*, 2010](#)).

# Chapitre 7

## Evolution séculaire de l'écosystème

### benthique de la baie de Marennes-Oléron : apports des foraminifères

Clément Poirier, Evelyne Goubert, Eric Chaumillon

Article à rédiger en vue d'une publication

## 7.1 Introduction

### 7.1.1 Problématique générale

La Directive Cadre sur l'Eau (DCE) a été votée par l'Union Européenne en 2000. Elle a pour objectif de redonner aux masses d'eaux continentales et côtières un "bon état écologique" à l'horizon 2015. Comme tout programme de restauration écologique (Mitsch & Jørgensen, 2003), la DCE suppose donc d'avoir une bonne connaissance sur les conditions écologiques "naturelles" qui existaient préalablement aux impacts anthropiques pour chaque masse d'eau. Comme le soulignent Alve *et al.* (2009), de telles informations sont inexistantes pour une grande majorité des sites concernés par la DCE par manque de séries temporelles à long-terme. Les foraminifères permettent de reconstituer les changements environnementaux des derniers siècles, y compris ceux générés par les activités humaines (section 2.4.3.2, page 37) et offrent donc le potentiel pour décrire les conditions de référence souhaitées par la DCE.

### 7.1.2 Problématique locale

La mise en place du drapage vaseux qui constitue le comblement sédimentaire terminal des Pertuis Charentais n'a pas eu d'impact majeur sur les communautés macrobenthiques dans la baie de Marennes-Oléron. Ceci laisse penser que l'écosystème de la baie est resté stable au cours des 2600 dernières années. Cette conclusion peut être remise en cause, compte tenu de la faible sensibilité des mollusques en tant qu'indicateurs paléoenvironnementaux. Il est donc nécessaire de compléter les reconstitutions obtenues jusqu'à présent (chapitre 5, page 98), en faisant appel aux foraminifères.

### 7.1.3 Objectifs

L'objectif de ce chapitre est donc de décrire l'évolution des communautés de foraminifères au cours des derniers siècles dans la baie de Marennes-Oléron, dans un contexte d'augmentation croissante des impacts anthropiques. Pour cela, les foraminifères fossiles ont été extraits d'une carotte obtenue dans le drapage vaseux. La signification écologique des espèces les plus abondantes a été déterminée en référence à la littérature existante et des reconstitutions pa-

léoenvironnementales ont été proposées. La possibilité de définir des conditions écologiques de référence pour la baie de Marennes-Oléron a enfin pu être envisagée grâce à ces résultats.

## 7.2 Matériels et méthodes

### 7.2.1 Enregistrement sédimentaire

Quelques échantillons issus des carottes étudiées dans le cadre des chapitres 5 et 6 ont été examinés préalablement pour évaluer le potentiel de ces enregistrements sédimentaires. Dans la partie occidentale de la baie de Marennes-Oléron (carottes VC14 à VC30, chapitre 5), les foraminifères étaient très mal préservés (dissous et pyritisés à 80 % environ). Dans la partie orientale de la baie (carotte M7UC01, chapitre 6), les assemblages présentaient une richesse spécifique et une équitabilité très faibles (2 espèces présentes à plus de 95 % ; *Haynesina germanica* et *Elphidium gunteri*) du fait du stress environnemental important imposé aux vasières intertidales. Au cours de la campagne MOBIDYC5 (Université de La Rochelle, juin 2006, navire CRNS – INSU Côte de la Manche), 56 carottes ont été collectées dans les Pertuis Charentais. La carotte VC46 a donc été sélectionnée pour cette étude en remplacement de celles étudiées dans les chapitres précédents. Un examen préliminaire des sédiments a révélé des assemblages riches en foraminifères bien préservés.

La carotte VC46 a été obtenue au centre de la partie subtidale de la Rade des Trousses, le long du profil sismique haute-résolution M4b38 (Fig 7.1 c). La carotte a été ouverte, décrite, photographiée et radiographiée (SCOPIX, Migeon *et al.*, 1999). L'analyse granulométrique a été effectuée sur la carotte VC48 (Allard *et al.*, 2008b) située 230 mètres au sud de la carotte VC46, le long du même profil sismique. La distribution granulométrique des échantillons a été mesurée avec un microgranulomètre à diffraction laser (Mastersizer S, Malvern Instruments ; gamme de détection de 0.05  $\mu\text{m}$  à 900  $\mu\text{m}$ ). Cet échantillonnage était sélectif, aux endroits où les radiographies montraient des changements de niveaux de gris visibles sur les radiographies. Ces changements de niveaux de gris ont aussi permis de corréler les deux carottes VC48 et VC46 entre elles. Un intervalle de vitesse d'ondes P de 1580 – 1720  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  a été choisi pour la corrélation entre les carottes et les profils sismiques, selon la relation existant entre cette



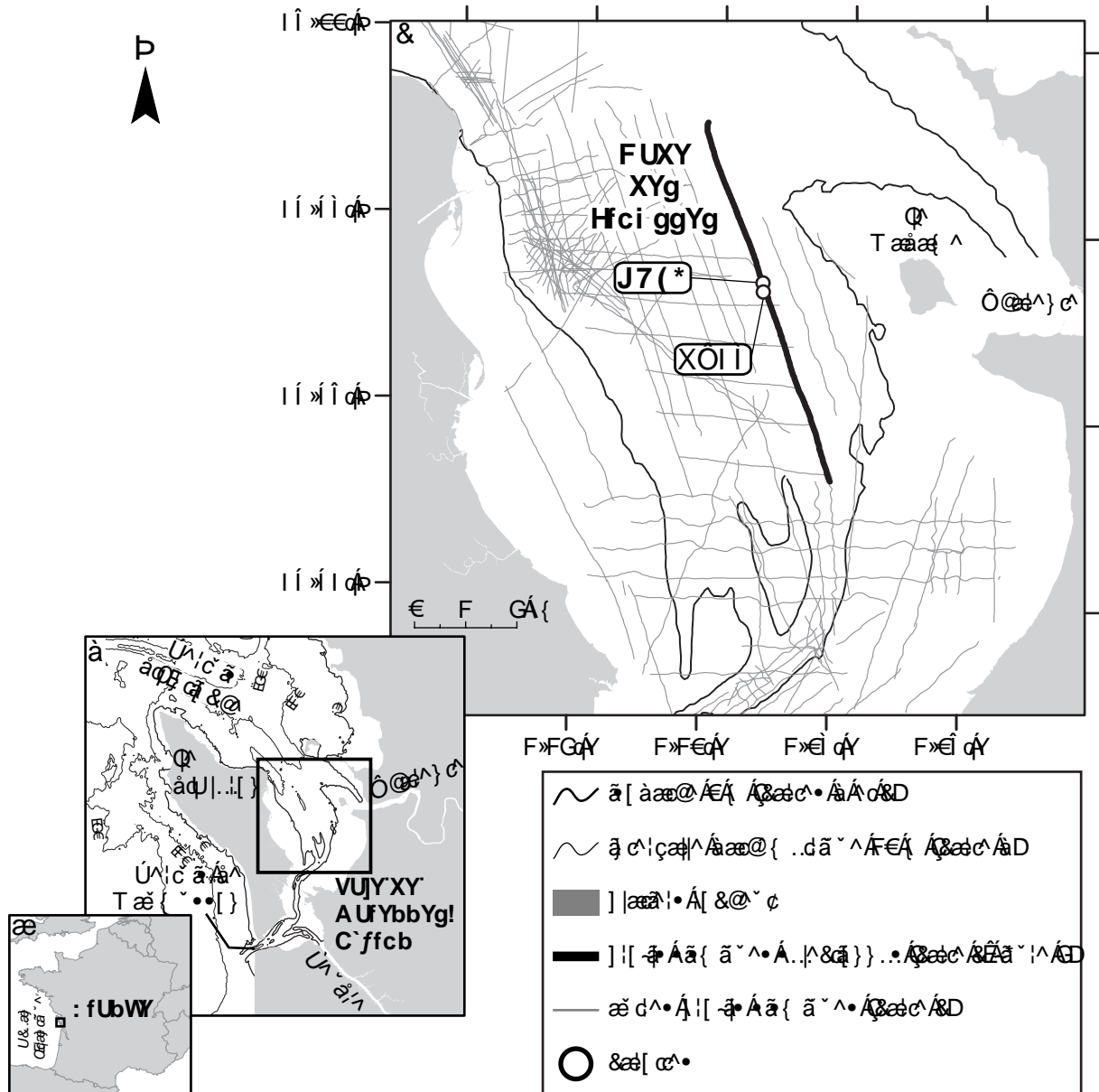


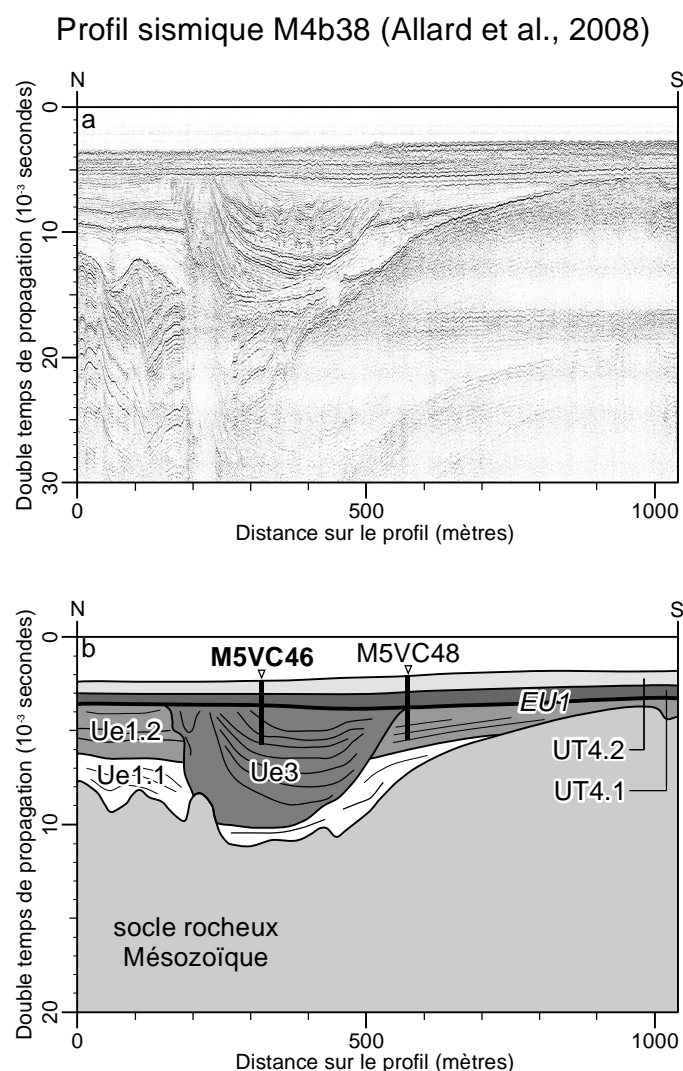
FIGURE 7.1 – Zone d'étude. (a) Carte de France. (b) Carte de la baie de Marennes-Oléron, indiquant les isobathes avec un intervalle de 10 m et les toponymes cités dans le texte. (c) Carte de la Rade des Trousses, indiquant le profil sismique sélectionné en gras et les carottes VC46 et VC48. Les coordonnées sont indiquées selon le système géodésique WGS84.

vitesse et la moyenne granulométrique du sédiment échantillonné (30 µm ; [Hamilton, 1972](#)). Les données d'altitude sont indiquées en référence au système NGF (Nivellement Général de la France).

### 7.2.2 Échantillonnage des foraminifères

La carotte VC46 traverse 3 unités sismiques. La plus ancienne, dont le toit correspond à la discordance érosionnelle EU1, est un comblement de chenal daté à environ 5500 ans BP non

calibrés décrit dans le chapitre 5. Cette unité Ue3 n'a pas été échantillonnée, car la présente étude se focalise sur le remplissage sédimentaire terminal (au-dessus de EU1) de la baie de Marennes-Oléron. Les foraminifères ont été extraits de 12 échantillons de sédiment de 2 cm



**FIGURE 7.2** – Comblement sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron. (a) Profil sismique M4b38 brut. (b) Profil sismique M4b38 interprété, indiquant la position des carottes VC46 et VC48. La ligne noire épaisse représente la discordance érosionnelle EU1.

d'épaisseur (volume d'environ 80 cm<sup>3</sup>), espacés chacun de 10 cm. Les échantillons de sédiment ont été tamisés à l'eau sur 4 tamis empilés de 2000, 500, 125 et 45 µm. Les refus de tamis ont été ensuite séchés à l'étuve à 40° C pendant 24 heures. En moyenne, 300 foraminifères ont été comptés sur la fraction 125 – 500 µm et identifiés jusqu'au niveau de l'espèce à l'aide des descriptions disponibles dans la littérature à l'échelle du Golfe de Gascogne (Le Campion, 1968 ; Debenay *et al.*, 2001 ; Armynot du Châtelet, 2003). Les abondances des foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* et *Orbulina universa*) ont été groupées

(famille des Globigerinidae).

### 7.2.3 Analyse des données

L'analyse SHE a été utilisée en premier lieu pour grouper les échantillons en biofaciès selon la richesse spécifique  $S$ , l'indice de Shannon  $H$  ( $H = -\sum_{i=1}^S p_i \times \log_2 p_i$ ) et l'équitabilité  $E$  ( $E = e^H / S$ ; [Buzas & Hayek, 1998](#)), en suivant l'ordre stratigraphique de dépôt du sédiment ([Wilson, 2008](#)).

Les diagrammes rang-fréquence ont été également utilisés. Ils consistent à représenter sur une double échelle logarithmique (base 10) les abondances relatives des espèces en fonction du rang occupé par chacune d'entre elle, trié par ordre décroissant. [Frontier \(1976\)](#) a distingué trois types de courbes rang-fréquence et précisé leur signification écologique. La courbe convexe, dite de stade 1, correspond à une communauté dominée par un très petit nombre d'espèces en grande proportion accompagnées d'espèces rares. Dans ce cas, l'indice de Shannon  $H$  est faible, ce qui indique une richesse spécifique  $S$  et/ou une équitabilité  $E$  faibles (puisque  $H = \ln S + \ln E$ ; [Buzas & Hayek, 1998](#)), caractéristiques d'une communauté pionnière et donc de conditions écologiques défavorables. La courbe concave de stade 3 correspond à une communauté dans laquelle de nombreuses espèces sont présentes en proportions plus faibles mais identiques. Dans ce cas, l'indice de Shannon  $H$  est élevé. La richesse spécifique  $S$  et/ou l'équitabilité  $E$  le donc sont aussi. La courbe de stade 3 désigne une communauté mature et des conditions écologiques favorables au développement d'espèces sensibles aux stress. La courbe de stade 2 est intermédiaire entre les deux autres. La transition du stade 1 pionnier au stade 3 mature désigne une amélioration des conditions écologiques et la tendance inverse indique une dégradation de ces conditions.

Afin de retenir les espèces les plus représentatives des différents biofaciès, celles respectant au moins l'un des critères suivants ont été sélectionnées :

1. les espèces représentant plus de 1 % d'un assemblage, car un comptage de 300 individus garantit 95 % de chances d'identifier toutes ces espèces ([Patterson & Fishbein, 1989](#)),
2. les espèces dont l'abondance relative variait significativement entre les biofaciès (test de Kruskal-Wallis, significatif pour  $p < 0.05$ ).

La méthode de classification ascendante hiérarchique a été choisie pour grouper les espèces entre elles, ainsi que les échantillons pour valider le découpage en biofaciès fourni par l'analyse SHE. Les matrices de dissimilarité en mode Q (échantillons) et en mode R (espèces) ont été calculées à partir de l'abondance relative des espèces sélectionnées selon les deux critères mentionnés ci-dessus, avec la distance du  $\chi^2$ . L'analyse de classification a ensuite été effectuée sur ces matrices de dissimilarité, avec la méthode d'aggrégation UPGMA ("*Unweighted Pair Group Method with Arithmetic mean*").

Les variations d'abondance relative des espèces identifiées par les tests de Kruskal-Wallis (critère 2) ont été représentées en fonction de leur position dans la carotte, avec les valeurs d'écart-type fractionnel calculées selon les recommandations de [Patterson & Fishbein \(1989\)](#).

## 7.3 Résultats

### 7.3.1 Enregistrement sédimentaire

Les données sédimentologiques et micropaléontologiques mettent en évidence un contraste net entre les unités UT4.1 et UT4.2. Les datations ont été déterminées par analogie avec les modèles d'âge obtenus dans le chapitre 6.

- l'unité UT4.1 s'est déposée entre 1400 et 1760 AD environ (Fig. 7.3). Elle se caractérise par une séquence grano-décroissante avec une moyenne granulométrique diminuant d'environ 50 à 10  $\mu\text{m}$ . Le sédiment est un mélange de particules de sable bien classées (mode à 125  $\mu\text{m}$ ) et de particules de silt mal classées (mode 5 – 9  $\mu\text{m}$ ). Cinq échantillons ont été prélevés dans cette unité, entre -8.1 et -7.7 m NGF. L'abondance des foraminifères varie entre 6000 et 15000 individus pour 50cm<sup>3</sup> de sédiment humide. La proportion de tests pyritisés et dissous passe de près de 30 à 10 %, selon une corrélation négative très forte avec le contenu en silts inférieurs à 45  $\mu\text{m}$  (pesée des refus de tamis, test de corrélation de Pearson,  $p = 0$ ).
- l'unité UT4.2 s'est déposée à partir de 1760 AD environ (Fig. 7.3). La moyenne granulométrique reste stable autour de 10  $\mu\text{m}$ . Le sédiment se compose exclusivement de silts mal classées (mode 5 – 9  $\mu\text{m}$ ). Sept échantillons ont été prélevés dans cette unité, entre -

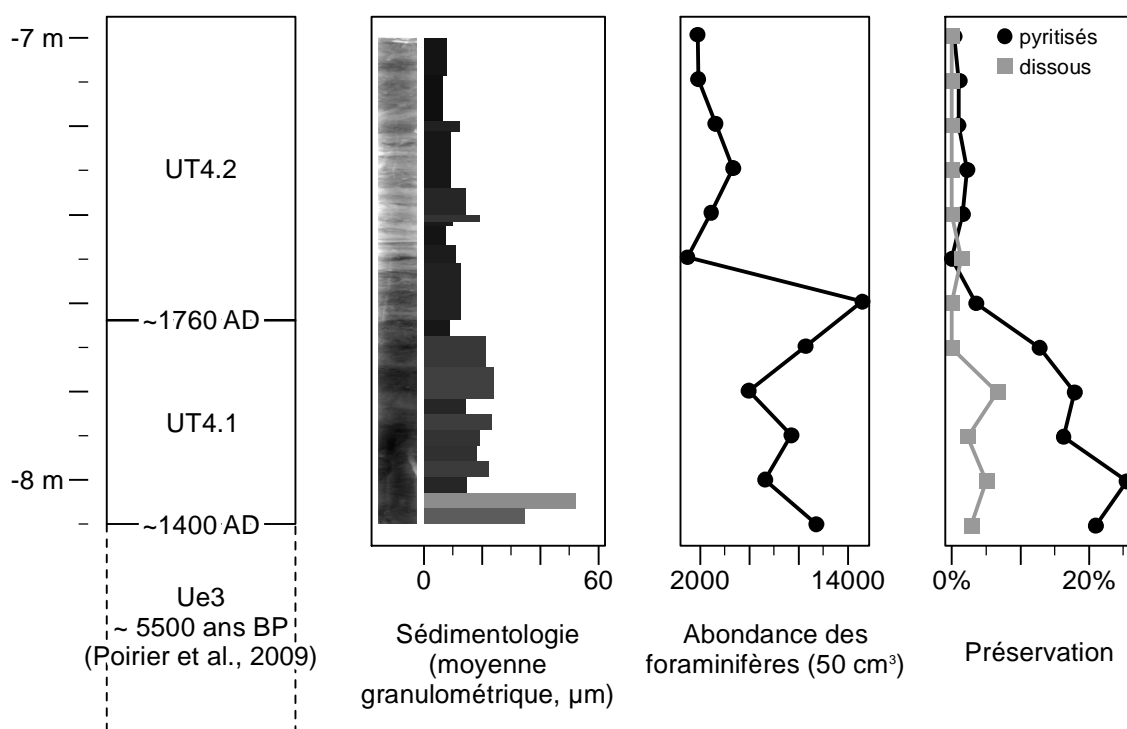


FIGURE 7.3 – Log synthétique de la carotte VC46. De gauche à droite sont indiqués l'altitude en mètres (référence NGF), les unités stratigraphiques avec les dates de dépôt, les données sédimentologiques incluant la radiographie de la carotte VC46 et la moyenne granulométrique (carotte VC48 adjacente) en  $\mu\text{m}$ , l'abondance des tests de foraminifères dans  $50\text{ cm}^3$  de sédiment humide et la proportion de tests mal préservés (pyritisés et dissous).

7.6 et -7 m NGF. L'abondance des foraminifères est très élevée à la base de l'unité UT4.2 (près de 15000 individus pour  $50\text{ cm}^3$  de sédiment humide) puis diminue brutalement entre 1000 et 5000 individus. La proportion d'individus pyritisés ou dissous ne varie pas et n'excède pas 3.5 % de l'assemblage total.

### 7.3.2 Descripteurs synthétiques des assemblages

L'analyse SHE (Fig. 7.4) comparée aux diagrammes rang-fréquences permet d'identifier 3 biofaciès :

- biofaciès 1 (BF1) : il comprend les 5 échantillons prélevés dans l'unité basale UT4.1. La richesse spécifique S est élevée, entre 25 et 31 espèces, comme l'équitabilité E qui varie entre 0.39 et 0.44. En conséquence, l'indice de Shannon H est élevé (entre 2.32 et 2.60). Les courbes rang-fréquence présentent donc une forme concave.
- biofaciès 2 (BF2) : il comprend les 4 échantillons de la base de l'unité UT4.2. L'un d'entre eux apparaît anormal (-7.4 m NGF) avec une richesse spécifique de seulement 15 espèces,

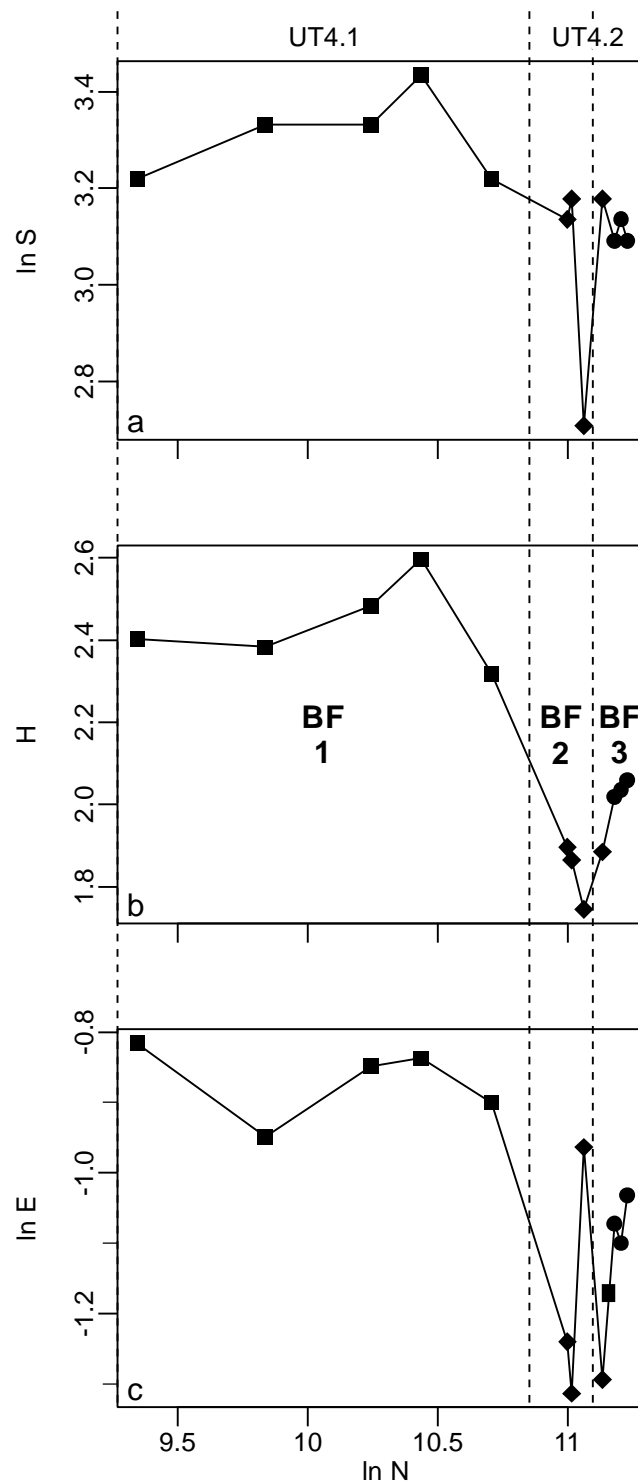


FIGURE 7.4 – Analyse SHE pour l'identification des biofaciès. (a) Richesse spécifique  $S$  (données log transformées). (b) Indice de Shannon  $H$ . (c) Equitabilité  $E$  (données log transformées). Noter que les échantillons sont disposés dans l'ordre de dépôt de la gauche vers la droite.

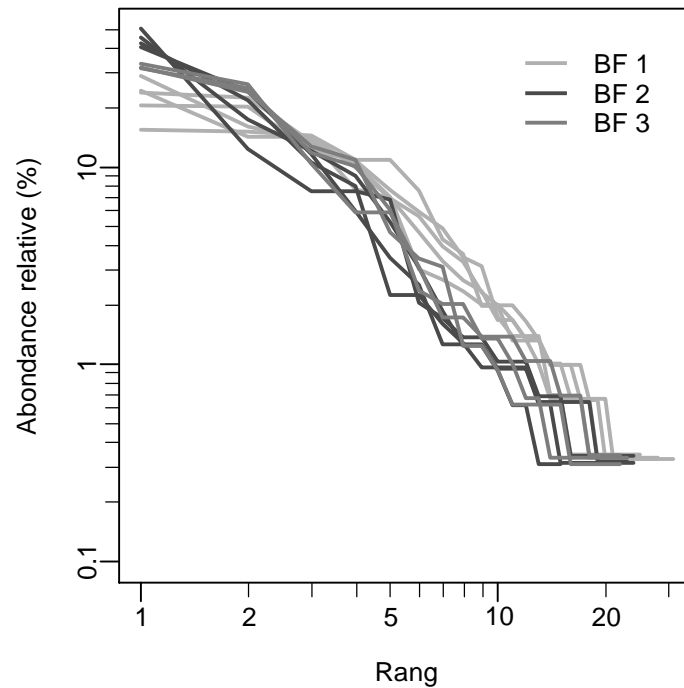


FIGURE 7.5 – Diagrammes rang-fréquences. Les échantillons sont groupés en fonction des biofaciès auxquels ils correspondent.

celle-ci variant entre 23 et 24 dans les autres échantillons. L'équité étant également faible, entre 0.27 et 0.29 (sauf l'échantillon à -7.4 m NGF où E vaut 0.38), l'indice de Shannon est faible et varie entre 1.74 et 1.90. Les courbes rang-fréquence présentent donc une forme convexe.

- biofaciès 3 (BF3) : il comprend les 3 échantillons restants, prélevés au sommet de l'unité UT4.2. La richesse spécifique est similaire à celle du biofaciès 2, entre 22 et 23 espèces. L'équité est en revanche plus élevée (entre 0.33 et 0.37), faisant donc augmenter l'indice de Shannon entre 2.02 et 2.06. Les courbes de rang-fréquence présentent une forme intermédiaire entre celles des biofaciès 1 et 2.

### 7.3.3 Contribution des espèces aux biofaciès

Sur les 55 espèces identifiées dans les échantillons issus des unités UT4.1 et UT4.2, 15 ont été sélectionnées car elles représentent au moins 1 % de l'assemblage et/ou que leurs abondances relatives varient significativement entre les biofaciès (Table 7.1).

La classification ascendante hiérarchique effectuée sur la matrice de dissimilarité en mode R groupe ces espèces en 5 associations (Fig 7.6) :

Espèce	Abondance moyenne (%)	Critère 1	Critère 2
<i>Elphidium excavatum</i>	28.3 ± 15.7	×	×
<i>Haynesina germanica</i>	21.5 ± 5.9	×	
<i>Ammonia tepida</i>	12.1 ± 3.1	×	
<i>Planorbulina mediterranensis</i>	11.2 ± 3.4	×	×
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	6.8 ± 3	×	×
<i>Milionella subrotunda</i>	2.4 ± 1.1	×	
<i>Cibicides refulgens</i>	2.2 ± 2.5	×	×
Globigerinidae	1.9 ± 1.7	×	×
<i>Lobatula lobatula</i>	1.5 ± 1.6	×	×
<i>Nonionella turgida</i>	1.2 ± 1	×	×
<i>Quinqueloculina seminula</i>	1.1 ± 0.6	×	×
<i>Elphidium gunteri</i>	0.9 ± 0.5		
<i>Quinqueloculina stelligera</i>	0.9 ± 0.6		
<i>Elphidium magellanicum</i>	0.8 ± 1		×
<i>Eggerelloides scaber</i>	0.8 ± 0.9		×
<i>Cribrostomoides jeffreysii</i>	0.7 ± 0.6		
<i>Elphidium gerthi</i>	0.7 ± 0.6		
<i>Haynesina depressula</i>	0.5 ± 1.1		
<i>Elphidium advenum</i>	0.5 ± 0.6		
<i>Pseudononion atlanticum</i>	0.4 ± 0.5		×
<i>Cyclogyra involvens</i>	0.4 ± 0.3		
<i>Lagena sulcata</i>	0.3 ± 0.3		
<i>Jadammina macrescens</i>	0.3 ± 0.3		
<i>Homalohedra williamsoni</i>	0.3 ± 0.5		×
<i>Bulimina elegans</i>	0.2 ± 0.4		
<i>Adelosina</i> sp.	0.2 ± 0.3		
<i>Rosalina globularis</i>	0.2 ± 0.2		

TABLE 7.1 – Liste des espèces identifiées.

- association 1 : elle comprend les espèces *Ammonia tepida*, *Haynesina germanica* et *Milionella subrotunda*. Il s'agit des trois seules espèces sélectionnées dont les abondances relatives ne varient pas significativement entre biofaciès. L'association 1 comprend aussi *Gavelinopsis praegeri*, *Planorbulina mediterranensis* et *Quinqueloculina seminula*.
- association 2 : elle comprend les espèces *Cibicides refulgens*, *Eggerelloides scaber* et *Lobatula lobatula* ainsi que les espèces planctoniques de la famille des Globigerinidae.



Espèce	Abondance moyenne (%)	Critère 1	Critère 2
<i>Rosalina vilardeboana</i>	0.2 ± 0.3		
<i>Lepidodeuterammina ochracea</i>	0.1 ± 0.4		
<i>Lagena lagenoides</i>	0.1 ± 0.3		
<i>Elphidium pulvereum</i>	0.1 ± 0.2		
<i>Bulimina marginata</i>	0.1 ± 0.3		
<i>Fissurina lucida</i>	0.1 ± 0.2		
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0.1 ± 0.2		
<i>Globulina gibba</i>	0.1 ± 0.2		
<i>Elphidium aculeatum</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Hopkinsina atlantica</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Triloculina</i> sp.	0.1 ± 0.1		
<i>Patellina corrugata</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Lamarckina haliotideae</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Textularia truncata</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Aubignyana planidorsa</i>	0.1 ± 0.1		
<i>Favulina squamosa</i>	0 ± 0.1		
<i>Palliolatella orbignyana</i>	0 ± 0.1		
<i>Ammodiscus planorbis</i>	0 ± 0.1		
<i>Elphidium poeyanum</i>	0 ± 0.1		
<i>Fursenkoina schreibersiana</i>	0 ± 0.1		
<i>Elphidium williamsoni</i>	0 ± 0.1		
<i>Quinqueloculina trigonula</i>	0 ± 0.1		
<i>Bolivina variabilis</i>	0 ± 0.1		
<i>Deuterammina</i> sp.	0 ± 0.1		
<i>Lagena semicostata</i>	0 ± 0.1		
<i>Lagena laevis</i>	0 ± 0.1		
<i>Leptohalysis catella</i>	0 ± 0.1		

TABLE 7.2 – Liste des espèces identifiées (suite).

- association 3 : elle comprend *Elphidium excavatum* et *Nonionella turgida*.
- association 4 : elle comprend *Elphidium magellanicum* et *Pseudononion atlanticum*.
- association 5 : elle n'est constituée que de l'espèce *Homalohedra williamsoni*.

La classification ascendante hiérarchique effectuée sur la matrice de dissimilarité en mode Q reproduit les résultats fournis par l'analyse SHE d'identification des biofaciès. Elle révèle une dichotomie nette entre la composition taxonomique des assemblages de l'unité UT4.1

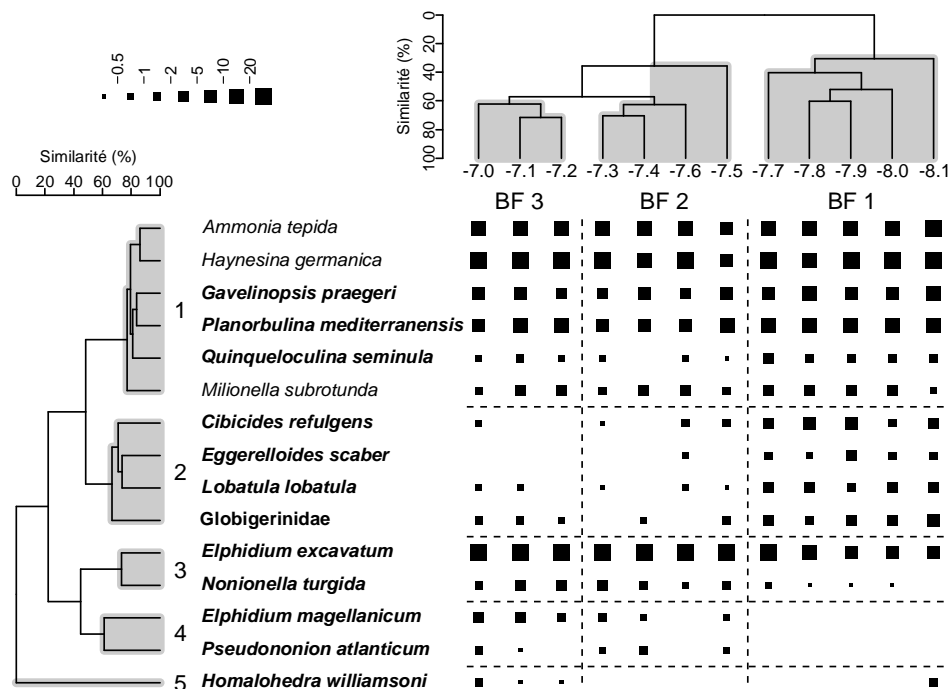


FIGURE 7.6 – Classification ascendante hiérarchique effectuée sur les matrices de dissimilarité en mode Q (stations) et R (espèces) avec la distance du  $\chi^2$  et la méthode d'agrégation UPGMA. Les zones grisées indiquent les groupes de stations et d'espèces.

(biofaciès 1) et ceux de l'unité UT4.2 (biofaciès 2 et 3), avec une similarité de moins de 40 % (Fig 7.6). La séparation entre biofaciès 2 et 3, bien que moins marquée, reste significative avec une similarité de 65 % entre les deux assemblages. La comparaison croisée des classifications en mode Q et R (Fig 7.6) avec les diagrammes de variations d'abondance relative (Fig 7.7) permet d'identifier la contribution des espèces à chaque biofaciès :

- biofaciès 1 : il se caractérise par l'absence des associations 4 (*Elphidium magellanicum* et *Pseudononion atlanticum*) et 5 (*Homalohedra williamsoni*), sauf dans l'échantillon à -8.1 m NGF. Les abondances de *Quinqueloculina seminula* et *Planorbulina mediterraneensis* (association 1) restent stables. Celles de *Gavelinopsis praegeri* et des espèces de l'association 2 diminuent entre -8.1 et -7.7 m NGF, tandis que l'abondance des espèces de l'association 3 augmente faiblement.
- biofaciès 2 : il est marqué par la disparition d'*Eggerelloides scaber* (association 2, sauf à -7.6 m NGF), l'absence de *Homalohedra williamsoni* et l'apparition des espèces de l'association 4 *E. magellanicum* et *P. atlanticum*. Les abondances des espèces des associations 1 et 2 déclinent, notamment celles de *Cibicides refulgens*, *Lobatula lobatula* et des Glo-

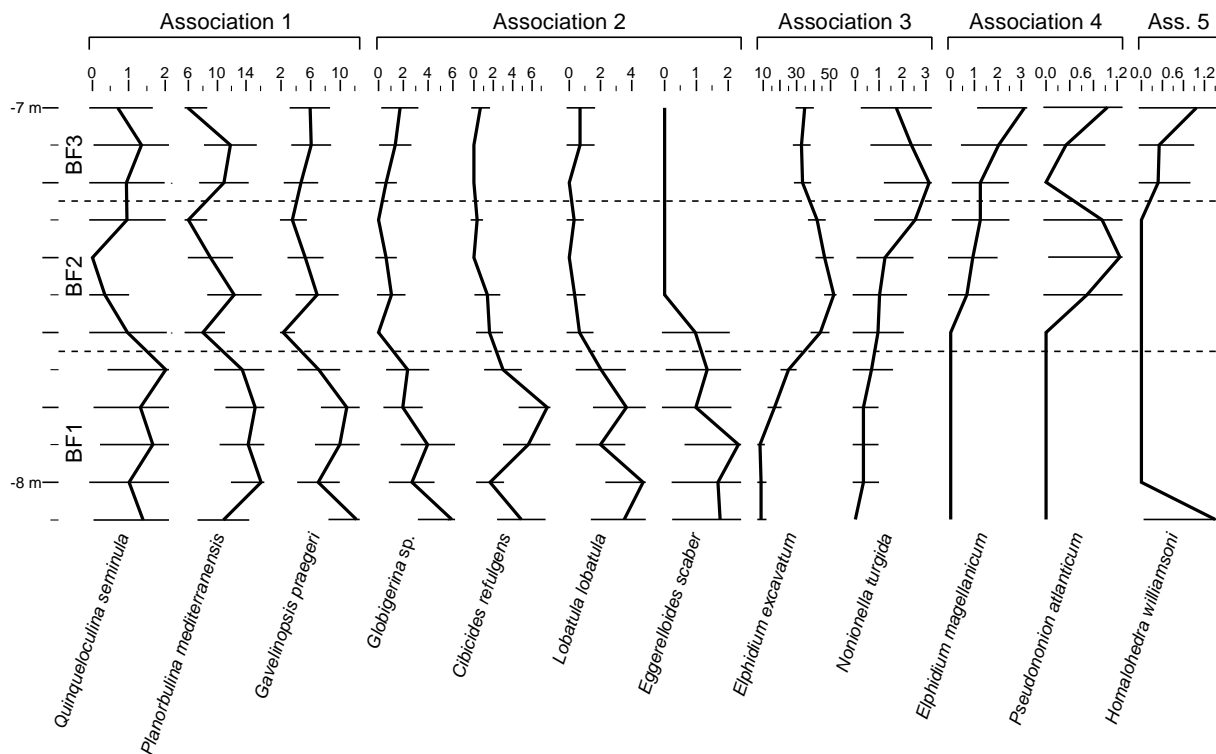


FIGURE 7.7 – Contribution des espèces aux biofaciès. Seules les espèces pour lesquelles les tests de Kruskal-Wallis ont révélé des variations significatives d'abondance relative entre biofaciès sont représentées. Noter que les espèces sont ordonnées selon l'association à laquelle elles appartiennent et en ordre décroissant d'abondance relative.

bigerinidae. L'abondance d'*Elphidium excavatum* atteint son maximum à -7.5 m NGF (près de 50 % de l'assemblage) et celle de *Nonionella turgida* augmente régulièrement.

- biofaciès 3 : il se distingue par l'absence d'*Eggerelloides scaber* et la quasi absence de *Cibicides refulgens* et *Lobatula lobatula* ainsi que par la réapparition de *Homalohedra williamsoni*. Les abondances des espèces de l'association 1 augmentent légèrement (*G. praegeri*) ou stagnent (*Q. seminula* et *P. mediterranensis*). Les Globigerinidae deviennent plus abondants. La proportion d'*E. excavatum* se stabilise autour de 35 % et celle de *N. turgida* diminue. Les abondances de *E. magellanicum* et *P. atlanticum* augmentent dans ce biofaciès.

## 7.4 Discussion

### 7.4.1 Signification écologique des associations et reconstitution des paramètres abiotiques

#### 7.4.1.1 Association 1 : salinité

*Haynesina germanica* et *Ammonia tepida* sont respectivement les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> espèces les plus abondantes dans les assemblages extraits des unités UT4.1 et UT4.2 (le premier rang étant occupé par *Elphidium excavatum*, association 3). Il s'agit d'espèces adaptées à de grandes variations de salinité (Armynot du Châtelet *et al.*, 2009). Elles sont représentatives des environnements paraliques externes (Debenay & Guillou, 2002 ; Debenay *et al.*, 2006) soumis à une influence océanique marquée (par opposition aux assemblages de marais dominés par des foraminifères agglutinés). La présence des foraminifères porcelanés *Milionella subrotunda* et *Quinqueloculina seminula* confirme une influence marine importante (Abbene *et al.*, 2006). Les foraminifères *Planorbulina mediterranensis* et *Gavelinopsis praegeri* sont des espèces épiphytes (Langer, 1993). Bien qu'elles soient également inféodées aux milieux côtiers semi-fermés, leur présence dans cette association 1 doit plus à un effet statistique qu'à leurs préférences écologiques, puisqu'elles occupent respectivement les 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> rangs dans les assemblages. L'association 1 fournit donc des informations sur la salinité et le confinement du milieu.

La présence d'espèces caractérisant une influence océanique marquée dans l'association 1 est totalement en accord avec la configuration géomorphologique et hydrologique de la baie de Marennes-Oléron. Le volume d'eau fourni par la Charente (en moyenne environ 50 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> ; Banque Hydro, Agences de l'Eau) est plus de 20 fois inférieur à celui déplacé par les courants au cours d'un cycle de marée (Bertin *et al.*, 2005). Le temps de résidence des masses d'eaux dans la baie est donc court (Bacher, 1989) et la dessalure des eaux négligeable à l'endroit où la carotte VC46 a été prélevée. L'absence de changements significatifs dans l'abondance relative de *H. germanica* et *A. tepida* suggère que la salinité n'a pas varié dans la zone depuis 1400 AD. Les variations de l'abondance de *Q. seminula* s'expliquent plus vraisemblablement par les variations granulométriques entre UT4.1 et UT4.2 que par des variations de salinité. En effet, Levy *et al.* (1993) considèrent que cette espèce est inféodée assez étroitement à des

fonds sableux (unité UT4.1). L'absence de variations d'abondance des espèces de l'association 1 suggère donc un environnement demeurant stable au cours des derniers siècles du point de vue du confinement et des conditions hydrologiques.

#### 7.4.1.2 Association 2 : turbidité

Les foraminifères de l'association 2 forment un groupe écologique cohérent. *Cibicides refulgens* et *Lobatula lobatula* sont des épiphytes vivant fixés en permanence sur les végétaux sub-aquatiques (Langer, 1993). Redois & Debenay (1996) ont établi une relation entre *Eggerelloides scaber* et la présence d'herbiers de *Zostera* sp. Parmi les Globigerinidae identifiés dans les échantillons, *Globigerinoides ruber* et *Orbulina universa* abritent dans leurs tests des microalgues symbiotiques (Ortiz *et al.*, 1995). Les espèces de l'association 2 sont donc plus ou moins directement liées à des organismes photosynthétiques, uni- ou pluricellulaires. Selon Struski & Bacher (2006), la production primaire photosynthétique dans la baie de Marennes-Oléron est un processus majoritairement contrôlé par la turbidité. Il est donc très vraisemblable que l'association 2 fournisse une estimation de la turbidité de l'eau, qui détermine la quantité de lumière disponible pour les organismes photosynthétiques et donc influence les foraminifères qui leurs sont liés (épiphytes et planctoniques à symbiontes).

Dans le biofaciès 1, la proportion d'espèces de l'association 2 est élevée mais diminue légèrement. Cette tendance indique une turbidité faible mais qui augmente progressivement entre 1400 et 1760 AD, ce qui est cohérent avec la diminution de la moyenne granulométrique dans l'unité UT4.1 (Fig. 7.3). La recrudescence des apports sédimentaires au moment de la mise en place de l'unité UT4.2 se traduit par une augmentation très marquée de la turbidité, mise en évidence par la quasi-disparition des espèces de l'association 2 dans le biofaciès 2. En revanche, une augmentation légère de l'abondance des Globigerinidae est observée dans le biofaciès 3. Ceci confirme que le biofaciès 2 correspond à la période de dépôt de sédiments fins associé à une forte turbidité, tandis que le biofaciès 3 correspond à une phase plus récente où les apports de sédiments dans la baie sont réduits et où la turbidité est plus faible. Celle-ci empêche le développement des végétaux fixés au fond et des foraminifères associés (*Eggerelloides scaber*, *Cibicides refulgens* et *Lobatula lobatula*) tandis que les foraminifères planctoniques par-

viennent à se développer dans la mince couche euphotique de surface.

#### 7.4.1.3 Association 3 : apports sédimentaires

L'association 3 comprend les foraminifères *Elphidium excavatum* et *Nonionella turgida*. *E. excavatum* est l'espèce la plus abondante dans les assemblages, devant *H. germanica* et *A. tepida* (association 1). Ensemble, ces trois espèces caractérisent les environnements paraliques externes à fonds vaseux (Debenay & Guillou, 2002) où *E. excavatum* est dominante (*A. tepida* étant dominante dans les fonds plus sableux). *N. turgida* est une espèce tolérante aux stress importants. Elle domine les environnements côtiers sous l'influence de panaches turbides de fleuves (Amorosi *et al.*, 2008 ; Rossi & Vaiani, 2008 ; Mojtahid *et al.*, 2009 et références ci-incluses), soumis à de forts apports de matière organique et d'eau douce. Outre le fait que *Elphidium excavatum* supporte des variations de salinité et de matière organique importants (Armynot du Châtelet *et al.*, 2009), cette espèce peut s'adapter aux zones de forte sédimentation proches des embouchures, car elle est capable d'alterner entre un mode de vie endogée et épigée (Linke & Lutze, 1993). Les espèces de l'association 3 sont donc indicatrices des apports sédimentaires auxquels est soumise la baie de Marennes-Oléron.

La faible abondance des espèces de l'association 3 dans l'unité UT4.1 indique des apports sédimentaires réduits mais qui augmentent entre 1400 et 1760 AD. La proportion d'*Elphidium excavatum* atteint un pic de 50 % environ dans le biofaciès 2 (-7.5 m NGF) qui indique une recrudescence des apports de sédiments fins liée à la mise en place de l'unité UT4.2. L'abondance relative de *Nonionella turgida* augmente selon une tendance linéaire qui indique une augmentation régulière des apports de matière organique continentale. Ceci est cohérent avec les résultats de l'analyse Rock-Eval effectuée sur la carotte M7UC01 (voir chapitre 6) qui indique une augmentation linéaire du contenu en Carbone Organique Total dans l'unité UT4.2. Dans le biofaciès 3, la stabilisation de l'abondance relative de *E. excavatum* autour de 35 % et la diminution de l'abondance relative de *N. turgida* suggère l'hypothèse d'une réduction des apports sédimentaires.

#### 7.4.1.4 Association 4 : contenu en oxygène

L'association 4 comprend les foraminifères *Elphidium magellanicum* et *Pseudononion atlanticum*. Ces espèces ont pour point commun d'être tolérantes à des conditions hypoxiques. Dans un fjord de l'ouest de la Suède, *E. magellanicum* représente avec *E. excavatum* et *E. incertum* 95 % des communautés de foraminifères vivant dans des conditions proches de l'anoxie (Gustafsson & Nordberg, 1999). Osterman (2003) propose un indice de mesure de l'hypoxie du golfe du Mexique basé sur l'abondance relative de *P. atlanticum* ajoutée à celle de *Epistominella vitrea* et *Buliminella morgani* (indice PEB). L'association 4 fournit donc des informations sur le contenu en oxygène du milieu.

L'absence de *Elphidium magellanicum* et *Pseudononion atlanticum* dans le biofaciès 1, puis l'augmentation régulière de leurs abondances relatives dans les biofaciès 2 et 3 indique que des conditions hypoxiques qui n'existaient pas entre 1400 et 1760 AD (unité UT4.1) sont apparues avec l'unité UT4.2. La diminution du contenu en oxygène du sédiment s'explique principalement par la diminution de la porosité du sédiment, liée à la disparition des particules de sable dans l'unité UT4.2. Elle peut également s'expliquer par une diminution du contenu en oxygène de l'eau interstitielle. Les particules de sédiment en suspension captent la chaleur solaire : la turbidité de l'eau détermine sa température et donc la solubilité de l'oxygène atmosphérique.

#### 7.4.1.5 Association 5

L'association 5 se compose d'une seule espèce : *Homalohedra williamsoni*. Il semble que plusieurs espèces de l'ordre des Lagenida, auquel *H. williamsoni* appartient, soient des ectoparasites capables de s'approprier la nourriture captée par les pseudopodes d'autres foraminifères (Kawagata & Ujiie, 1996 ; Collen & Newell, 1999). Compte tenu du manque d'informations concernant *H. williamsoni*, il est difficile d'attribuer une signification écologique à l'association 5.

## 7.4.2 Réponse de l'écosystème benthique aux changements environnementaux depuis 1400 AD

L'application des connaissances actuelles sur l'écologie des foraminifères benthiques aux assemblages fossiles a permis de proposer une reconstitution de l'évolution des paramètres abiotiques dans la baie de Marennes-Oléron depuis 1400 AD. Les apports sédimentaires contrôlent la turbidité de l'eau, le contenu en oxygène du sédiment et les apports de matière organique. Leur augmentation brutale à partir de 1760 AD est la cause d'une perturbation profonde qui a affecté la structure générale et le fonctionnement de l'écosystème benthique.

### 7.4.2.1 Biofaciès 1 : résistance de l'écosystème

Les assemblages de foraminifères du biofaciès 1 sont diversifiés et équilibrés (Fig 7.4). En conséquence, l'indice synthétique de Shannon est élevé et les diagrammes rang-fréquence correspondants présentent une forme concave caractéristique du stade 3 de [Frontier \(1976\)](#), qui désigne une communauté mature. Entre 1400 et 1760 AD environ, la baie de Marennes-Oléron a été soumise à des apports sédimentaires croissants responsables de la mise en place progressive du drapage vaseux (unité UT4.1). Malgré une augmentation de la turbidité, responsable d'un déclin probable de la production primaire, la composition et la structure des communautés de foraminifères sont restées relativement stables pendant cette période. Dans ce cas, la **variabilité** environnementale n'a pas dépassé le seuil de résistance des communautés et n'est pas devenue un **changement** environnemental ([Martin, 2000](#)).

Pendant cette période, la proportion de foraminifères pyritisés (Fig. 7.3) était élevée. La présence de pyrite indique un milieu réducteur dans lequel des bactéries dégradent la matière organique contenue dans les tests des foraminifères, aussi bien morts que vivants ([Seiglie, 1973](#)). Compte tenu de la granulométrie (mélange sablo-vaseux) et du contenu en oxygène *a priori* élevé (absence d'espèces tolérantes à l'hypoxie, association 4), l'unité UT4.1 devrait être caractérisée par un milieu oxydant et non pas réducteur comme le laisse penser la présence de ces tests pyritisés. Il est donc envisageable d'expliquer ce paradoxe par des différences de qualité de la matière organique. D'après les variations d'abondance de *Nonionella turgida* (association 3), la baie de Marennes-Oléron est soumise depuis 1400 AD à un apport crois-



sant et continu de matière organique, composée en majorité de débris de végétaux ligneux provenant des bassins versants. Cette matière organique est réfractaire (cellulose, lignine) et constitue donc une ressource trophique difficilement exploitable par les foraminifères. Ceux-ci privilégient une matière plus labile, issue de la production primaire *in-situ* (phytoplancton déposé sur le fond) et/ou des bactéries qui la dégradent (Murray, 2006). Proportionnellement, cette matière organique assimilable était présente en plus grande quantité que la matière réfractaire, du fait d'apports terrigènes réduits. Les foraminifères de l'unité UT4.1 disposaient probablement d'une grande quantité de ressources trophiques, d'où une grande quantité de matière organique dans les tests pouvant être transformée en pyrite. Cette hypothèse explique la corrélation entre la proportion de tests pyritisés et la moyenne granulométrique dans UT4.1 (Fig 7.3) ainsi que la forte abondance des foraminifères dans cette unité. Il est par conséquent vraisemblable que l'écosystème benthique de la baie de Marennes-Oléron ait été soumis entre 1400 et 1760 AD à des flux trophiques importants, soutenant une biomasse élevée.

#### 7.4.2.2 Biofaciès 2 : perturbation de l'écosystème

Les assemblages de foraminifères du biofaciès 2 sont peu diversifiés et surtout déséquilibrés (Fig 7.4). *Elphidium excavatum* représente dans ce biofaciès plus de 40 % de l'assemblage, tandis que l'abondance relative de nombreuses espèces, notamment celles liées à des organismes photosynthétiques (Fig. 7.7), diminue fortement. En conséquence, l'indice synthétique de Shannon est faible et les diagrammes rang-fréquence correspondants présentent une forme convexe caractéristique du stade 1 de Frontier (1976), qui désigne une communauté pionnière. La cause de cette transition majeure d'un stade 3 mature à un stade 1 pionnier, caractéristique d'un milieu en dégradation, est en toute logique l'augmentation des apports sédimentaires à partir de 1760 AD environ. A cette époque, la **variabilité** environnementale, en dépassant le seuil de résistance des communautés, est devenue un **changement** environnemental (Martin, 2000) à l'origine d'une modification profonde de l'écosystème de la baie de Marennes-Oléron.

L'afflux massif de sédiments fins a été responsable d'une augmentation brutale de la turbidité de l'eau, qui a eu des répercussions négatives sur la production primaire dans la baie et donc sur les foraminifères liés (association 2). La présence d'*Eggerelloides scaber* dans l'unité

UT4.1 indique que des herbiers de *Zostera* sp. se développaient peut être entre 1400 et 1760 AD à proximité du point de prélèvement de la carotte VC46. La distribution de *Zostera* sp. dépend fortement de la turbidité de l'eau (Nielsen *et al.*, 2002). L'absence de *E. scaber* dans les biofaciès 2 et 3 (unité UT4.2) suggère donc que l'augmentation brutale de la turbidité liée à la mise en place de l'unité UT4.2 ait pu causer la disparition des herbiers de zostères dans cette partie subtidale de la baie de Marennes-Oléron. Les forts taux de sédimentation dans la baie au moment du dépôt de l'unité UT4.2 ont pu également limiter la croissance des zostères, qui est moins bonne dans les sédiments perturbés (Kenworthy & Fonseca, 1977). Une interprétation similaire peut être proposée à partir des foraminifères épiphytes *Planorbulina mediterraneensis*, *Gavelinopsis praegeri*, *Cibicides refulgens* et *Lobatula lobatula*. La diminution brutale de leurs abondances confirme l'hypothèse d'un déclin des macroalgues et/ou des macrophytes auxquelles ils sont liés (Langer, 1993).

#### 7.4.2.3 Biofaciès 3 : adaptation de l'écosystème

Les assemblages de foraminifères du biofaciès 3 sont plus équilibrés que ceux du biofaciès 2 (écosystème perturbé), mais cependant moins que ceux du biofaciès 1 dans lequel les communautés résistaient à l'augmentation des apports sédimentaires. La diversité des assemblages est faible, similaire à celle du biofaciès 2 (Fig. 7.2). En conséquence, l'indice de Shannon et les diagrammes rang-fréquence occupent une position intermédiaire entre ceux des biofaciès 1 et 2. La communauté est en phase de restauration vers un stade de Frontier mature sans pour autant l'avoir atteint. Compte tenu de l'irrégularité des taux de sédimentation, il est impossible de dater la transition entre les biofaciès 2 et 3.

Le vent et les courants de marée contribuent actuellement à la remise en suspension des couches superficielles du drapage vaseux (Raillard *et al.*, 1994). Ces processus entretiennent une turbidité élevée de la colonne d'eau, qui empêche la recolonisation des zones subtidales par les macroalgues et les macrophytes. Les herbiers de *Zostera* sp. sont désormais restreints aux vasières intertidales, où les zostères peuvent capter la lumière à marée basse au prix d'un stress environnemental important (Lebreton *et al.*, 2009). De la même manière, les zones colonisées par les macroalgues dans la baie de Marennes-Oléron sont actuellement peu nom-

breuses. [Kang \*et al.\* \(1999\)](#) expliquent la faible contribution des macroalgues à la production primaire par la rareté des substrats rocheux dans la baie et la forte turbidité de l'eau. Cependant, une augmentation légère de l'abondance des Globigerinidae est observée dans le biofaciès 3. Alors que le développement des macrophytes et macroalgues est inhibé par la turbidité toujours importante de l'eau, il semble que les foraminifères planctoniques parviennent à se développer dans la mince couche euphotique de surface. Ceci suggère une possible reprise de la production primaire phytoplanctonique dans la baie après le dépôt rapide de l'unité UT4.2, dont [Struski & Bacher \(2006\)](#) démontrent qu'elle est contrôlée par la turbidité. Enfin, la décantation des particules de sédiment fin remises en suspension génère à court-terme des taux de sédimentation élevés ([Gouleau \*et al.\*, 2000](#)). Ceux-ci maintiennent un stress environnemental sur les communautés benthiques, d'où une proportion toujours importante d'espèces tolérantes aux apports sédimentaires (association 3) et à l'hypoxie (association 4).

## 7.5 Conclusion

L'analyse détaillée des assemblages de foraminifères issus du drapage vaseux dans la baie de Marennes-Oléron a mis en évidence des changements écologiques nets au cours des 600 dernières années. L'augmentation des apports sédimentaires causée par la déforestation a visiblement eu des impacts négatifs sur la production primaire dans la baie et a contribué à l'établissement de conditions hypoxiques. En raison de leur large tolérance écologique, les mollusques n'avaient pas mis en évidence de tels changements. Cette étude démontre donc la complémentarité des foraminifères dans la reconstitution des paléoenvironnements des Pertuis Charentais vis-à-vis des mollusques.

Les variations dans la composition et la structure des assemblages de foraminifères sont typiques d'une succession écologique (résistance - perturbation - adaptation), telle qu'elle a été définie par [Connell & Slatyer \(1977\)](#) pour les écosystèmes forestiers. L'unité UT4.1 enregistre la phase de résistance des communautés de foraminifères à l'augmentation des apports sédimentaires. Malgré un stress environnemental croissant, les communautés benthiques sont restées relativement stables entre 1400 et 1760 AD environ, avant que l'arrivée massive de sédiments fins ne bouleverse l'écosystème benthique de la baie. Par conséquent, l'unité UT4.1

offre une opportunité unique de définir les conditions écologiques de référence souhaitées par la DCE. Cependant, les indicateurs écologiques utilisés dans le cadre de la DCE pour les zones côtières sont basés sur la macrofaune benthique (Blanchet *et al.*, 2008). Il convient donc désormais de développer de nouveaux indicateurs écologiques compatibles avec les foraminifères.

## Remerciements

L'échantillonnage des carottes a été réalisé avec le soutien de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers, CNRS) et de l'IFREMER. Les auteurs remercient l'équipage du navire CNRS – INSU Côte de la Manche et Vincent Bouchet (Département de Géosciences, Université d'Oslo) pour la littérature locale sur les foraminifères qui a grandement facilité leur identification. La thèse de Clément Poirier est financée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur.

## 7.6 Perspectives

### 7.6.1 Cartographie 4D des communautés de foraminifères

Pour le moment, une seule carotte provenant du centre de la baie de Marennes-Oléron a été étudiée. Il serait envisageable de réaliser une cartographie 4D (à la fois dans le temps et dans l'espace) des communautés de foraminifères benthiques en réalisant plusieurs carottes dans le drapage réparties dans l'ensemble de la baie. La corrélation entre carottes pourrait être effectuée facilement grâce au couplage de la sismique réflexion très haute résolution avec les données sédimentologiques (radiographies, granulométrie). Des cartes de distribution des espèces pourraient être ainsi établies pour chaque niveau stratigraphique corrélé (Abbene et al., 2006). Appliquée à l'espèce *Eggerelloides scaber*, cette méthode pourrait permettre de suivre l'évolution de la distribution des herbiers de *Zostera* sp. dans la baie de Marennes-Oléron au cours des derniers siècles. Comme toute approche paléocéologique, ceci suppose bien sûr de mener préalablement une large étude actualiste afin de confirmer la signification écologique des espèces de foraminifères rencontrées et pour prendre en compte l'importance des processus taphonomiques.

### 7.6.2 Autres indicateurs paléocéologiques

Dans cette thèse, les foraminifères ont été choisis comme modèle d'étude car leur utilité en tant que marqueurs paléoenvironnementaux a été déjà prouvée par de nombreux auteurs (partie 2.4.3.2, page 35). Le drapage vaseux des Pertuis Charentais offre une opportunité unique de décrire l'évolution à long-terme d'un écosystème côtier en réponse à un impact anthropique croissant. Il serait donc intéressant d'étendre ce travail à d'autres groupes taxonomiques susceptibles dont les restes sont susceptibles d'être fossilisés. En effet, de nombreux fossiles autres que les foraminifères ont été souvent observés dans les échantillons étudiés au cours de cette thèse, notamment des frustules de diatomées, des valves d'ostracodes ou des spicules d'éponge. Il convient néanmoins de mettre en oeuvre des techniques d'extraction spécifiques pour isoler ces restes souvent fragiles et probablement en majeure partie détruits lors du tamisage (par ex. avec une liqueur dense).

## **Chapitre 8**

## **Conclusion**

## 8.1 Discussion générale

Les nombreux travaux entrepris jusqu'à présent dans l'étude des enregistrements sédimentaires des Pertuis Charentais avaient souligné le caractère inédit de l'âge du drapage vaseux qui constitue le comblement sédimentaire terminal de cette région (partie 3.3, page 55) et des processus probablement impliqués dans son dépôt. L'ensemble des résultats obtenus dans cette nouvelle thèse renforcent ces travaux précédents, en confirmant que la mise en place du drapage vaseux dans les Pertuis constitue un changement environnemental majeur, sans précédent depuis les 8000 dernières années.

La prospection géophysique des Pertuis Charentais et surtout de la baie de Marennes-Oléron par sismique réflexion à très haute résolution couplée à des données sédimentologiques avait permis de décrire l'architecture interne et la nature du drapage vaseux, composé de deux unités UT4.1 et UT4.2. Parallèlement, plusieurs datations  $^{14}\text{C}$  effectuées sur des coquilles de mollusques avaient permis d'établir l'âge approximatif des dépôts. Des fortes similitudes entre le drapage vaseux des Pertuis Charentais et les vasières subtidales de l'estuaire de la Gironde avaient été constatées (Billeaud *et al.*, 2004). Pour expliquer le dépôt brutal et récent de sédiments fins sur des corps silto-sableux plus anciens dans les Pertuis, les auteurs cités précédemment avaient envisagé plusieurs hypothèses, par analogie avec celles proposées pour les vasières girondines (Lesueur *et al.*, 1996). Le drapage vaseux était supposé traduire une augmentation des apports sédimentaires (en réponse à la déforestation, à une augmentation des précipitations, ou à l'expulsion des bouchons vaseux des estuaires) et/ou une diminution des courants (en réponse au comblement naturel des Pertuis, éventuellement aggravée par la poldérisation). Ces hypothèses n'avaient pas pu être élucidées, principalement car les datations  $^{14}\text{C}$  réalisées dans le drapage vaseux n'avaient pas été calibrées. De plus, compte tenu de la forte influence du panache turbide de la Gironde sur les Pertuis Charentais, les travaux cités précédemment posaient l'hypothèse très vraisemblable d'une origine continentale du drapage vaseux, sans toutefois en apporter une preuve concrète.

Pour résoudre ces questions, des données sédimentologiques ont été acquises sur une nouvelle carotte de 8.4 m de long obtenue dans la baie de Marennes-Oléron. Tout d'abord, l'analyse Rock-Eval de la matière organique contenue dans les sédiments établit de manière for-

melle l'origine continentale du drapage vaseux, confirmant ainsi l'hypothèse formulée jusqu'à présent. Deux modèles d'âge ont été construits à partir de 9 datations  $^{14}\text{C}$ . Les taux de sédimentation ont été calculés et les variations granulométriques ont été représentées en fonction du temps (conversion profondeur – temps). Les tendances sédimentologiques indiquent que la mise en place du drapage vaseux, datée à 1400 AD environ (base de l'unité UT4.1), est synchrone du début d'une période de déforestation intense et d'augmentation des précipitations automnales et hivernales. Conformément aux résultats de la modélisation numérique entreprise par [Ward et al. \(2009\)](#), il semble très vraisemblable que la déforestation ait rendu les sols des bassins versants connectés aux Pertuis Charentais (Charente et Gironde) vulnérables à l'érosion. Cette érosion des sols a ensuite atteint son paroxysme entre 1700 et 1750 AD, en réponse à une augmentation très rapide des précipitations hivernales. Face à cette augmentation brutale des précipitations, la réponse des bassins versants a été *a priori* rapide, en dépit de leur grande taille qui leur confère théoriquement un temps de réponse assez long. L'exportation soudaine de résidus de sols par les estuaires s'est traduite par la mise en place de la deuxième unité composant le drapage vaseux vers 1760 AD (unité UT4.2). Le comblement rapide de la baie de Marennes-Oléron a probablement contribué à une diminution des courants (diminution du prisme tidal), empêchant dans les zones abritées de la baie (vasières intertidales) le transport de particules grossières.

Les résultats obtenus dans cette thèse favorisent donc l'hypothèse d'une augmentation des apports sédimentaires, en réponse aux activités humaines et aux changements climatiques qui ont eu lieu au cours des derniers siècles en France, plutôt qu'une diminution des courants. L'augmentation de l'érosion des sols ayant été avant tout initiée par la déforestation, il semble raisonnable d'envisager qu'à l'échelle du Golfe de Gascogne, le drapage vaseux des Pertuis Charentais et ses analogues de la Gironde et de la Vilaine matérialisent dans les sédiments la limite stratigraphique entre l'Holocène et l'Anthropocène et témoignent ainsi de l'entrée dans une période géologique marquée par l'influence prédominante de l'Homme. Les résultats obtenus dans cette thèse illustrent la complexité des interactions entre activités humaines et processus naturels, ce qui pose la difficulté de définir de façon formelle la date de début de l'Anthropocène ([Crutzen, 2002](#) ; [Ruddiman, 2003](#) ; [Zalasiewicz et al., 2010](#)).



L'analyse paléoécologique des nombreux restes fossiles contenus dans les enregistrements sédimentaires de la baie de Marennes-Oléron a été entreprise pour compléter les analyses et interprétations issues de la sédimentologie. Les reconstitutions paléoenvironnementales fournies par l'étude des mollusques et des foraminifères benthiques ont permis d'obtenir des résultats différents, mais complémentaires entre eux. La paléoécologie se base sur le principe d'actualisme, ce qui nécessite une bonne connaissance des communautés benthiques vivant actuellement dans la zone d'étude. L'influence des paramètres environnementaux sur la macrofaune benthique a été étudiée de manière intensive dans les Pertuis Charentais, mais s'agissant de travaux d'écologie, seuls les organismes vivants ont été considérés. Il était donc délicat de transposer directement ces résultats aux assemblages de mollusques fossiles, sans prendre en compte les processus taphonomiques responsables d'un grand nombre de modifications des assemblages sub-fossiles. Une étude actuopaléontologique des mollusques des Pertuis Charentais a donc été entreprise. Elle a confirmé l'influence de la nature des fonds et de l'hydrodynamisme, mais a surtout révélé l'influence du budget sédimentaire sur les mollusques sub-fossiles. Les espèces endogées à coquille fine sont préservées dans les zones en accrétion, tandis que les espèces épigées à coquille épaisse dominent dans les zones en érosion où les substrats durs sont plus nombreux.

Ces résultats ont été appliqués aux assemblages fossiles issus d'un enregistrement sédimentaire de l'ouest de la baie de Marennes-Oléron, incluant le drapage vaseux et une unité plus ancienne. Ils ont mis en évidence une augmentation du taux de sédimentation dans le drapage vaseux, ce qui est totalement cohérent avec les données issues des modèles d'âges. La mise en place du drapage vaseux a eu peu de répercussions sur les communautés de mollusques. Le dépôt massif de sédiments fins a cependant causé l'extinction locale du mollusque *Lepton squamosum*, une espèce de bivalve absente dans la baie de Marennes-Oléron malgré sa vaste distribution géographique. Cette extirpation pourrait expliquer pourquoi *L. squamosum* n'ait jamais été observé par les naturalistes qui se sont intéressés à la malacofaune locale. En dehors de cette espèce rare, la mise en place du drapage vaseux a eu peu de répercussions sur les communautés macrobenthiques dans la baie de Marennes-Oléron, laissant penser que l'écosystème de la baie est resté stable au cours des 2600 dernières années. Cette conclusion

peut être remise en cause, car les mollusques possèdent en général une large tolérance aux variations des conditions de leur milieu, faisant d'eux des indicateurs paléoenvironnementaux peu sensibles. En revanche, cela ne signifie pas qu'ils soient totalement inutiles. Le comptage et l'identification des mollusques nécessite un temps de travail plus court que dans le cas des microfossiles. Selon la nature du problème à résoudre et le nombre d'échantillons à traiter, ce critère doit être pris en compte puisqu'il peut permettre un gain de temps substantiel sans pour autant aboutir à une perte de l'information paléoenvironnementale. Cette thèse suggère donc que les mollusques peuvent être utilisés avant tout autre proxy paléontologique, comme première étape de la reconstitution paléoenvironnementale des environnements côtiers holocènes.

Afin de mieux comprendre les répercussions de la mise en place du drapage vaseux sur l'écosystème benthique de la baie de Marennes-Oléron, les foraminifères ont été extraits des enregistrements sédimentaires. En raison d'une mauvaise préservation (ouest de la baie) ou d'une faible richesse spécifique (est de la baie), il n'a pas été possible d'étudier d'autres assemblages que ceux issus du drapage vaseux. Néanmoins, du fait de leur grande sensibilité écologique, les assemblages de foraminifères ont fourni des reconstitutions paléoenvironnementales particulièrement détaillées. Cinq associations d'espèces ont été identifiées et leur signification écologique a pu être déterminée pour 4 d'entre elles en référence à la littérature existante (confinement, turbidité, apports sédimentaires, oxygène). Des changements dans la composition des assemblages de foraminifères typiques d'une succession écologique ont pu être décrits, en réponse à l'augmentation exponentielle des apports sédimentaires responsables du dépôt du drapage vaseux. Entre 1400 et 1760 AD environ, le stress écologique induit par l'augmentation de la turbidité n'excédait pas la capacité de résistance des communautés de foraminifères. L'arrivée massive de sédiments fins dans la baie de Marennes-Oléron à partir de 1760 AD environ a dépassé cette capacité de résistance. Les espèces les plus sensibles, notamment celles liées aux organismes photosynthétiques (foraminifères symbiotiques et épiphytes) ont été négativement impactées par l'augmentation de la turbidité, au profit d'espèces opportunistes adaptées aux environnements côtiers soumis à une forte influence fluviale (sédiment et matière organique). Ceci explique probablement pourquoi les producteurs primaires

sont aujourd'hui majoritairement restreints aux zones intertidales (microphytobenthos, macroalgues, macrophytes), où ils peuvent capter la lumière à marée basse au prix d'un stress environnemental important.

Il convient désormais de mieux comprendre les répercussions à long-terme de la déforestation sur les écosystèmes de la baie de Marennes-Oléron et plus généralement des Pertuis Charentais. La mise en place du drapage vaseux constitue en effet un changement environnemental majeur, qui pourrait matérialiser la transition de l'Holocène vers l'Anthropocène. D'un point de vue institutionnel, cette thèse avait pour objectif de contribuer au fonctionnement de l'axe de recherche transversal "Recherche d'indicateurs d'état des anthroposystèmes littoraux à différentes échelles spatio-temporelles et/ou niveaux d'intégration biologique" du laboratoire LIENSs. Les résultats obtenus démontrent l'intérêt des approches transversales sédimentologique et paléocéologique pour développer de tels indicateurs dans les environnements littoraux soumis à l'influence de l'Homme. Ils montrent aussi plus généralement à quel point il est nécessaire de considérer les processus écologiques et géologiques dans un ensemble cohérent, tel qu'il a été défini par [Vernadsky \(1945\)](#).

## 8.2 Perspectives de recherche à long-terme

Cette thèse a été l'occasion pour moi de dresser un bilan sur mon parcours universitaire et scientifique. Au cours des trois dernières années, j'ai pu mener une réflexion plus personnelle concernant l'orientation que je souhaiterais donner à d'éventuels futurs travaux de recherche. J'ai été influencé pour cela par une série de livres, d'articles scientifiques et de communications dans des congrès, mais aussi par des discussions informelles avec de nombreux chercheurs ou encore en consultant des sites Internet. Je tente dans ce chapitre de dresser une synthèse de ces différentes informations et surtout de livrer le fruit de cette réflexion personnelle. Ce point de vue purement subjectif n'est pas en lien direct avec les perspectives de recherche présentées à la fin des chapitres 4 à 7.



Les enregistrements géologiques offrent l'opportunité de comprendre les processus écologiques à de plus larges échelles spatiales et temporelles. Selon un rapport commandé en 2005 par le Conseil National de la Recherche des Etats-Unis ([National Research Council, 2005](#)), *"il est urgent d'acquérir une connaissance plus profonde de l'origine, du fonctionnement et de la distribution de la biodiversité. Il est essentiel d'étendre la recherche fondamentale actuelle en utilisant les perspectives à long terme offertes par les enregistrements géologiques pour contraindre et tester les théories écologiques actuelles à plus large échelle"*. Ce rapport constate également que *"les activités humaines ont affecté le monde naturel de multiples manières, mais les conséquences et les solutions envisageables à ces impacts sont floues lorsque ces impacts sont difficiles à distinguer de la variabilité naturelle. Il est essentiel d'intensifier les recherches sur les conditions environnementales préalables aux impacts anthropiques et de comprendre comment les activités anthropiques affectent les écosystèmes actuels"* ([National Research Council, 2005](#)). Suivant un raisonnement similaire, d'autres auteurs ont très récemment attiré l'attention de la communauté des écologues sur l'intérêt de la paléoécologie dans cette optique de prise en compte des processus temporels à long-terme et dans la définition de conditions écologiques de référence ([Graümlich et al., 2005](#) ; [Willis & Birks, 2006](#) ; [Rull, 2010](#)). En France, l'Institut Ecologie et Environnement du CNRS (INEE) reconnaît également dans un rapport prospectif l'importance de l'approche paléoécologique et paléoenvironnementale dans le cadre de l'étude de la biodiversité, des changements globaux et de l'anthropisation des milieux ([Gaill, 2009](#)).

Malgré cette demande institutionnelle croissante, le cas des écosystèmes marins semble être plutôt négligé. Les auteurs mentionnés précédemment font ainsi toujours référence aux écosystèmes continentaux et en particulier aux milieux lacustres ([Graümlich et al., 2005](#) ; [Willis & Birks, 2006](#) ; [Rull, 2010](#)). Parmi les sites étudiés dans le cadre du programmeILTER, seulement 33 sont situés dans des environnements côtiers ou récifaux, contre 259 dans des environnements terrestres. Pourtant, les séries temporelles à long terme concernant les écosystèmes marins sont aussi rares, voire plus rares que celles concernant les écosystèmes continentaux. Les séries les plus longues et les plus complètes émanent des suivis océanographiques "Continuous Plankton Recorder" ([Beaugrand, 2004](#)) et CalCOFI ([Ducklow et al., 2009](#)). Ces suivis ont respectivement commencé en 1931 et en 1949 et leur résolution est men-

suelle à annuelle. Ils ne permettent donc pas de décrire les processus écologiques séculaires à millénaires, ni de prendre en compte l'impact des activités humaines dans son intégralité.

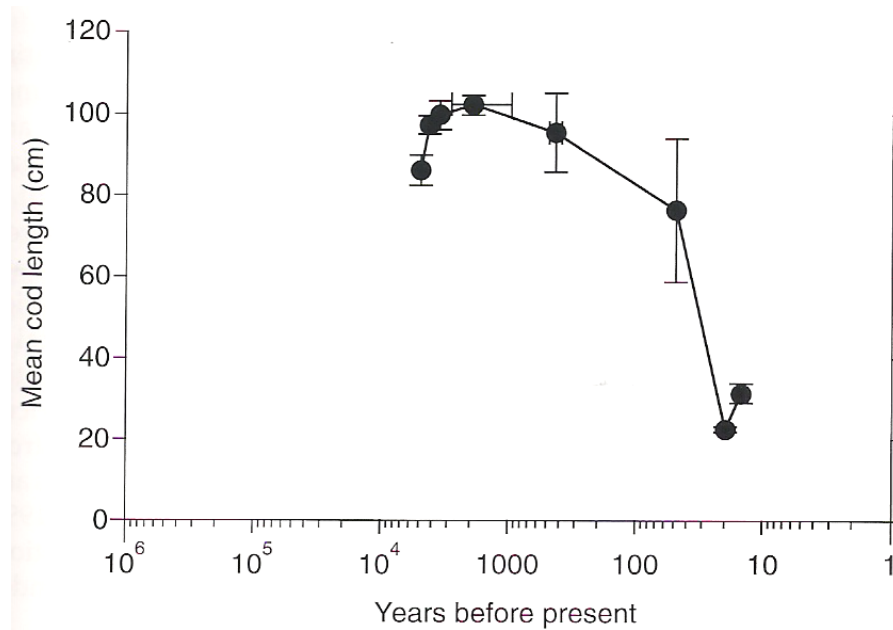


FIGURE 8.2 – Evolution à long-terme de la longueur moyenne de la morue *Gadus morhua* dans le Golfe du Maine (Jackson *et al.*, 2001). Les valeurs sont obtenues par une compilation de données archéologiques et halieutiques.

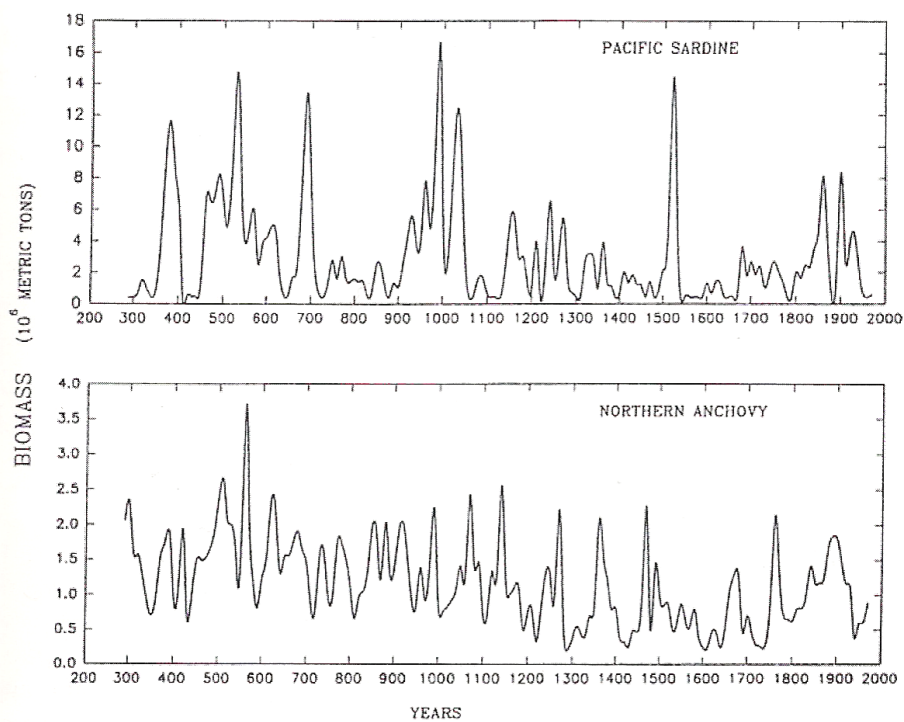


FIGURE 8.3 – Evolution à long-terme de la biomasse de sardine et d'anchois au large de la Californie (Baumgartner *et al.*, 1992). Les valeurs sont obtenues par comptage des écailles conservées dans les sédiments.

Quelques études ont déjà démontré l'intérêt de l'approche paléoécologique pour reconstituer la dynamique temporelle à long terme des écosystèmes (Fig. 8.2, 8.3). Elles encouragent

à poursuivre l'étude paléoécologique des enregistrements sédimentaires holocènes dans une optique de reconstitution des écosystèmes, en collaboration avec les écologues, les archéologues et les historiens (Jackson *et al.*, 2001). Cette discipline naissante est particulièrement prometteuse, notamment dans le cadre de la restauration écologique des milieux impactés par l'Homme (Willis & Birks, 2006). Il est désormais nécessaire d'acquérir de nouvelles données en ce sens.

---

# Bibliographie

- Abbene I., Culver S., Corbett D., Buzas M., Tully L., 2006. Distribution of Foraminifera in Pamlico Sound, North Carolina, over the past century. *Journal of Foraminiferal Research* 36 (2), 135–151.
- Airoidi L., Balata D., Beck M., 2008. The Gray Zone: relationships between habitat loss and marine diversity and their applications in conservation. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 366, 8–15.
- Alday M., Cearreta A., Cachão M., Freitas C., Andrade C., Gama C., 2006. Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 66, 532–543.
- Allard J., Bertin X., Chaumillon E., Pouget F., 2008. Sand spit rhythmic development: A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology* 253, 107–131.
- Allard J., Chaumillon E., Poirier C., Sauriau P.G., 2008. Evidence of former Holocene sea level in the Marennes-Oléron Bay (French Atlantic coast). *Comptes Rendus Geoscience* 340, 306–314.
- Allard J., Chaumillon E., Féliès H., 2009. A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: the Arcachon lagoon, SW France. *Continental Shelf Research* 29, 957–969.
- Allard J., Chaumillon E., Bertin X., Poirier C., Ganthy F., 2010. Secular morphological evolution and Holocene stratigraphy of a macro tidal bay: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (2), 151–169.
- Allen G., 1972. Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Allen G., Posamentier H., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research* 63 (3), 378–391.
- Aller J., 1995. Molluscan death assemblages on the Amazon Shelf: implication for physical and biological controls on benthic populations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, 181–212.
- Alve E., 1996. Benthic foraminiferal evidence of environmental change in the Skagerrak over the past six decades. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* 430, 85–93.



- Alve E., Lepland A., Magnusson J., Backer-Owe K., 2009. Monitoring strategies for re-establishment of ecological reference conditions: possibilities and limitations. *Marine Pollution Bulletin* 59, 297–310.
- Amorosi A., Dinelli E., Rossi V., Vaiani S., Sacchetto M., 2008. Late Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Adriatic coastal plain and the onset of Po River Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 80–90.
- André X., 1986. Elaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau Vendéo-Charentais (Golfe de Gascogne); reconstitution des paléorivages de la transgression holocène. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Armynot du Châtelet E., 2003. Evaluation des possibilités d'utilisation des foraminifères comme bio-indicateurs de pollution dans les environnements paraliques. Thèse de Doctorat, Université d'Angers.
- Armynot du Châtelet E., Debenay J.P., Degré D., Sauriau P.G., 2005. Utilisation des foraminifères benthiques comme indicateurs de paléo-niveaux marins ? Etude du cas de l'anse de l'Aiguillon. *Comptes Rendus Palevol* 4, 209–223.
- Armynot du Châtelet E., Degré D., Sauriau P.G., Debenay J.P., 2009. Distribution of living benthic foraminifera in relation with environmental variables within the Aiguillon cove (Atlantic coast, France): improving knowledge for paleoecological interpretation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180 (2), 131–144.
- Bacher C., 1989. Capacité trophique du bassin de Marennes-Oléron: couplage d'un modèle de transport particulaire et d'un modèle de croissance de l'huître *Crassostrea gigas*. *Aquatic Living Resources* 2, 199–214.
- Barats A., 2006. Micro analyse quantitative des éléments traces dans la calcite de la coquille Saint Jacques (*Pecten maximus*) par Ablation Laser ICP-MS: une archive journalière de la biogéochimie des environnements côtiers tempérés. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Barusseau J.P., 1967. Sur la minéralogie de la fraction lourde des alluvions sableuses des pertuis charentais (Pertuis d'Antioche et Pertuis Breton). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 4 (2), 135–143.
- Barusseau J.P., 1973. Evolution du plateau continental rochelais (golfe de Gascogne) au cours du Pliocène terminal et de l'Holocène, les processus actuels de la sédimentation. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Baumgartner T., Soutar A., Ferreira-Bartrina V., 1992. Reconstruction of the history of Pacific sardine and northern anchovy populations over the past two millennia from sediments of the Santa Barbara Basin, California. *CALCOFI Reports* 33, 24–40.
- Beaugrand G., 2004. Continuous Plankton Records: plankton atlas of the North Atlantic Ocean (1958–1999). I. Introduction and methodology. *Marine Ecology Progress Series Supplement*, 11–75.
- Behrensmeyer A., Fürsich F., Gastaldo R., Kidwell S., Kosnik M., Kowalewski M., Plotnick R., Rogers R., Alroy J., 2005. Are the most durable shelly taxa also the most common in the marine fossil record? *Paleobiology* 31 (4), 607–623.

- Bernárdez P., González-Alvarez R., Francès G., Prego R., Bárcena M., Romero O., 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—Evidence from a marine record. *Journal of Marine Systems* 72 (1–4), 366–382.
- Bernasconi M., Melis R., Stanley J.D., 2006. Benthic biofacies to interpret Holocene environmental changes and human impact in Alexandria's Eastern Harbour, Egypt. *The Holocene* 16 (8), 1163–1176.
- Bertin X., Chaumillon E., Weber N., Tesson M., 2004. Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. *Marine Geology* 204 (1–2), 187–202.
- Bertin X., 2005. Morphodynamique séculaire, architecture interne et modélisation d'un système baie/embouchure tidale: le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron. Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle.
- Bertin X., Chaumillon E., 2005. New insights in shallow gas generation from very high resolution seismic and bathymetric surveys in the Marennes-Oléron Bay, France. *Marine Geophysical Researches* 26, 225–233.
- Bertin X., Chaumillon E., Sottolichio A., Pedreros R., 2005. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research* 25, 1115–1131.
- Bertin X., Chaumillon E., 2006. The implication of oyster farming in increasing sedimentation rates in a macrotidal bay: the Marennes-Oléron Bay, France. *Cahiers de Biologie Marine* 47, 19–22.
- Bertin X., Castelle B., Chaumillon E., Butel R., Quique R., 2008. Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Continental Shelf Research* 28 (10–11), 1316–1332.
- Bertin X., Fortunato A., Oliveira A., 2009. Simulating morphodynamics with unstructured grids: description and validation of a modeling system for coastal applications. *Ocean Modelling* 28 (1–3), 75–87.
- Billeaud I., Chaumillon E., Lesueur P., Weber O., 2004. Comparaison between sedimentary deposits in the offshore Gironde mud fields and the Marennes-Oléron bay and their relations with the Gironde estuary infilling since 2000 years. In 9<sup>ème</sup> colloque international d'Océanographie du golfe de Gascogne, 10-12 juin 2004, Pau.
- Billeaud I., Chaumillon E., Weber O., 2005. Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. *Geo-Marine Letters* 25, 1–10.
- Billeaud I., Tessier B., Lesueur P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology* 37 (11), 1034–1039.
- Bissonnais Y.L., Thorette J., Bardet C., Daroussin J., 2002. L'érosion hydrique des sols en France. Rapport technique., Institut National de la Recherche Agronomique – Institut Français de l'Environnement.

- Blanchet H., de Montaudouin X., Lucas A., Chardy P., 2004. Heterogeneity of macrozoobenthic assemblages within a *Zostera noltii* seagrass bed: diversity, abundance, biomass and structuring factors. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 111–123.
- Blanchet H., Lavesque N., Ruellet T., Dauvin J.C., Sauriau P.G., Desroy N., Desclaux C., Leconte M., Bachelet G., Janson A.L., Bessineton C., Duhamel S., Jourde J., Mayot S., Simon S., de Montaudouin X., 2008. Use of biotic indices in semi-enclosed coastal ecosystems and transitional waters habitats—Implications for the implementation of the European Water Framework Directive. *Ecological Indicators* 8, 360–372.
- Blott S., Pye K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (11), 1237–1248.
- Bonsdorff E., Blomqvist E., Mattila J., Norkko A., 1997. Coastal eutrophication: causes, consequences and perspectives in the Archipelago Areas of the northern Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 44 (Supplement A), 63–72.
- Booij N., Ris R., Holthuijsen L., 1999. A third generation model for coastal regions – 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104, 7646–7666.
- Borrego J., Ruiz F., Gonzalez-Regalado M., Pendón J., Morales J., 1999. The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cadiz gulf, SW, Spain): lithology and faunal assemblages. *Quaternary Science Reviews* 18, 769–788.
- Bouchet V., Debenay J.P., Sauriau P.G., 2007. First report of *Quinqueloculina carinatastriata* (Wiesner, 1923) (Foraminifera) along the French Atlantic coast (Marennes-Oléron Bay and Ile de Ré). *Journal of Foraminiferal Research* 37 (3), 204–212.
- Bouchet V., Debenay J.P., Sauriau P.G., Radford-Knoery J., Soletchnik P., 2007. Effects of short-term environmental disturbances on living benthic foraminifera during the Pacific oyster summer mortality in the Marennes-Oléron Bay (France). *Marine Environmental Research* 64, 358–383.
- Bouchet V., Sauriau P.G., 2008. Influence of oyster culture practices and environmental conditions on the ecological status of intertidal mudflats in the Pertuis Charentais (SW France): A multi-index approach. *Marine Pollution Bulletin* 56, 1898–1912.
- Bouchet V., Sauriau P.G., Debenay J.P., Mermillod-Blondin F., Schmidt S., Amiard J.C., Dupas B., 2009. Influence of the mode of macrofauna-mediated bioturbation on the vertical distribution of living benthic foraminifera: first insight from axial tomodesitometry. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 371, 20–33.
- Boucot A., 1981. Principles of benthic marine paleoecology. Academic Press, New York.
- Bourgueil B., Moreau P., 1974. Carte géologique de la France au 1/50000 : feuille de l'île d'Oléron. Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans.
- Bourgueil B., 2005. Evolution de la transgression flandrienne et du littoral charentais depuis 8500 BP. *Géologie de la France* , 75–84.
- Boyd R., Dalrymple R., Zaitlin B., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80, 139–150.

- Brett C., Baird G., 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios* 1 (3), 207–227.
- Bronk Ramsey C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51 (1), 337–360.
- Brush G., 2001. Natural and anthropogenic changes in Chesapeake Bay during the last 1000 years. *Human and Ecological Risk Assessment* 7 (5), 1283–1296.
- Butler P., Richardson C., Scourse J., Wanamaker A., Shammon T., Bennell J., 2010. Marine climate in the Irish Sea: analysis of a 489-year marine master chronology derived from growth increments in the shell of the clam *Arctica islandica*. *Quaternary Science Reviews* 29, 1614–1632.
- Buzas M., Hayek L.A., 1998. SHE analysis for biofacies identification. *Journal of Foraminiferal Research* 28 (3), 233–239.
- Cadée G., 1968. Molluscan biocoenoses and thanatocoenoses in the Ría de Arosa, Galicia, Spain. *Zoologische Verhandelingen* 95, 1–121.
- Cadée G., 1992. Eolian transport and left/right sorting of *Mya* shells (Mollusca, Bivalvia). *Palaios* 7 (2), 198–202.
- Carbonel P., Jouanneau J.M., 1982. The evolution of a coastal lagoon system: hydrodynamics determined by ostracofauna and sediments – The Bonne-Anse Bay (Pointe de la Coubre, France). *Geo-Marine Letters* 2 (1-2), 65–70.
- Carter L., Orpin A., Kuehl S., 2010. From mountain source to ocean sink – the passage of sediment across an active margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270 (1–4), 1–10.
- Casana J., 2008. Mediterranean valleys revisited: linking soil erosion, land use and climate variability in the Northern Levant. *Geomorphology* 101, 429–442.
- Castaing P., Jouanneau J.M., 1987. Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 41, 53–65.
- Cearreta A., Alday M., Freitas M., Andrade C., 2007. Postglacial foraminifera and paleoenvironments of the Melides lagoon (SW Portugal): towards a regional model of coastal evolution. *Journal of Foraminiferal Research* 37 (2), 125–135.
- Chambers R., Hollibaugh J., Snively C., Plant J., 2000. Iron, sulfur, and carbon diagenesis in sediments of Tomales Bay, California. *Estuaries* 23 (1), 1–9.
- Chao A., Chazdon R., Colwell R., Shen T.J., 2005. A new statistical approach for assessing similarity of species composition with incidence and abundance data. *Ecology Letters* 8, 148–159.
- Chaumillon E., Gillet H., Weber N., Tesson M., 2002. Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien: la longe de Boyard (littoral Atlantique, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 334, 119–126.
- Chaumillon E., Tessier B., Weber N., Tesson M., Bertin X., 2004. Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. *Marine Geology* 211, 189–214.

- Chaumillon E., Weber N., 2006. Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay-Sèvre incised valleys. In R. Dalrymple, D. Leckie, R. Tillman, (Eds.), *Incised valleys in time and space*, vol. 85 (spec. pub.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 57–85.
- Chaumillon E., Bertin X., Falchetto H., Allard J., Weber N., Walker P., Wöppelmann G., 2008. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology* 251 (3–4), 209–223.
- Chaumillon E., Proust J.N., Menier D., Weber N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis. *Journal of Marine Systems* 72, 383–396.
- Chaumillon E., Tessier B., Reynaud J.Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (2), 75–85.
- Cianfanelli S., Talenti E., 1987. Ulteriori conoscenze sulla malacofauna del Golfo di Baratti (Piombino - LI). *Bollettino Malacologico* 23 (5–8), 263–268.
- Clavé B., Massé L., Carbonel P., Tastet J.P., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta* 24 (4), 377–3389.
- Clavier J., Chardy P., 1989. Investigation into the ecology of the ormer (*Haliotis tuberculata* L.), factors influencing spatial distribution. *Aquatic Living Resources* 2, 191–197.
- Collen J., Newell P., 1999. *Fissurina* as an ectoparasite. *Journal of Micropaleontology* 18, 110.
- Colman S., Baucom P., Bratton J., Cronin T., McGeehin J., Willard D., 2002. Radiocarbon dating, chronologic framework, and changes in accumulation rates of Holocene estuarine sediments from Chesapeake Bay. *Quaternary Research* 57, 58–70.
- Connell J., Slatyer R., 1977. Mechanisms of succession in natural communities and their role in community stability and organization. *The American Naturalist* 111 (982), 1119–1144.
- Costanza R., d'Arge R., de Groot R., Farber S., Grasso M., Hannon B., Linburg K., Naeem S., O'Neill R., Paruelo J., Raskin R., Sutton P., van den Belt M., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387, 253–260.
- Crampton J., Foote M., Beu A., Maxwell P., Cooper R., Matcham I., Marshall B., Jones C., 2006. The ark was full! Constant to declining Cenozoic shallow marine biodiversity on an isolated midlatitude continent. *Paleobiology* 27, 509–532.
- Cronin T., Vann C., 2003. The sedimentary record of climatic and anthropogenic influence on the Patuxent Estuary and Chesapeake Bay ecosystems. *Estuaries* 26 (2A), 196–209.
- Crudeli D., Young J., Erba E., de Lange G., Henriksen K., Kinkel H., Slomp C., Ziveri P., 2004. Abnormal carbonate diagenesis in Holocene–late Pleistocene sapropel-associated sediments from the Eastern Mediterranean; evidence from *Emiliana huxleyi* coccolith morphology. *Marine Micropaleontology* 52 (1–4), 217–240.
- Crutzen P., Stoermer E., 2000. The Anthropocene. *Global Change Newsletter* 41, 17–18.

- Crutzen P., 2002. The geology of mankind. *Nature* 415, 23.
- Cundy A., Kortekaas S., Dewez T., Stewart I., Collins P., Croudace I., Maroukian H., Papanastassiou D., Gaki-Papanastassiou P., Pavlopoulos K., Dawson A., 2000. Coastal wetlands as recorders of earthquake subsidence in the Aegean: a case study of the 1894 Gulf of Atalanti earthquakes, central Greece. *Marine Geology* 170 (1-2), 3–26.
- Cushman J., 1928. Foraminifera – their classification and economic use. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research 1 (spec. pub.), 1–401.
- Dalrymple R., Zaitlin B., Boyd R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1130–1146.
- Dauvin J., (Ed.), 1997. Les biocénoses marines et littorales françaises des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord, synthèse, menaces et perspectives. Laboratoire de Biologie des Invertébrés Marins et Malacologie, Service du Patrimoine Naturel, Institut d'Ecologie et de Gestion de la Biodiversité, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.
- Davies D., Powell E., Stanton R., 1989. Relative rates of shell dissolution and net accumulation – a commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor? *Lethaia* 22, 207–212.
- Davis B., Brewer S., Stevenson A., Guiot J., data contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701–1716.
- Davis C., Fox J., 2009. Sediment fingerprinting: review of the method and future Improvements for allocating nonpoint source pollution. *Journal of Environmental Engineering* 135 (7), 490–504.
- de Montaudouin X., Sauriau P.G., 1999. The proliferating Gastropoda *Crepidula fornicata* may stimulate macrozoobenthic diversity. *Journal of the Marine Biological Association of the UK* 79 (6), 1069–1077.
- de Montaudouin X., Sauriau P.G., 2000. Contribution to a synopsis of marine species richness in the Pertuis Charentais Sea with new insights in soft-bottom macrofauna of the Marennes-Oléron Bay. *Cahiers de Biologie Marine* 41, 181–222.
- de Rijk S., Toelstra S., 1999. The application of a foraminiferal actuo-facies model to salt-marsh cores. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149 (1-4), 59–66.
- Dearing J., Jones R., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change* 39, 147–168.
- Debenay J.P., Pawłowski J., Decrouez D., 1996. Les foraminifères actuels. Masson, Paris.
- Debenay J.P., Tsakiridis E., Soulard R., Gossel H., 2001. Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France): the influence of pollution. *Marine Micropaleontology* 43, 75–118.
- Debenay J.P., Guillou J., 2002. Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments. *Estuaries* 25 (6A), 1107–1120.

- Debenay J.P., Bicchi E., Goubert E., Armynot du Châtelet E., 2006. Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 181–197.
- Deslous-Paoli J., 1985. *Crepidula fornicata* L. (gastéropode) dans le bassin de Marennes-Oléron : structure, dynamique et production d'une population. *Oceanologica Acta* 8 (4), 453–460.
- Diz P., Francès G., 2009. Postmortem processes affecting benthic foraminiferal assemblages in the Ría de Vigo, Spain: implications for paleoenvironmental studies. *Journal of Foraminiferal Research* 39 (3), 166–179.
- Dodd J., Stanton R., 1981. *Paleoecology, concepts and applications*. John Wiley and Sons, New York.
- Ducklow H., Doney S., Steinberg D., 2009. Contributions of long-term research and time-series observations. *Annual Review of Marine Science* 1, 279–302.
- Efremov J., 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist* 74 (2), 81–93.
- Elbaz-Poulichet F., Holliger P., Martin J.M., Petit D., 1986. Stable lead isotopes ratios in major french rivers and estuaries. *Science of The Total Environment* 54, 61–76.
- Elberling B., Knudsen K.L., Kristensen P.H., Asmund G., 2003. Applying foraminiferal stratigraphy as a biomarker for heavy metal contamination and mining impact in a fiord in West Greenland. *Marine Environmental Research* 55, 235–256.
- Emery D., Myers K., (Eds.), 1996. *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.
- Fatela F., Moreno J., Moreno F., Araújo M., Valente T., Antunes C., Taborda R., Andrade C., Drago T., 2009. Environmental constraints of foraminiferal assemblages distribution across a brackish tidal marsh (Caminha, NW Portugal). *Marine Micropaleontology* 70 (1-2), 70–88.
- Flattely F., 1916. Notes on the ecology of *Cirratulus (Audouinia) tentaculatus* (Montagu). *Journal of the Marine Biological Association of the UK* 11, 60–70.
- Féniès H., Lericolais G., Posamentier H., 2010. Comparison of wave- and tide-dominated incised valleys: specific processes controlling systems tract architecture and reservoir geometry. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (2), 171–181.
- Fortunato A., Oliveira A., 2004. A modeling system for tidally driven long-term morphodynamics. *Journal of Hydraulic Research* 42 (4), 426–434.
- Fortunato A., Pinto L., Oliveira A., Ferreira J., 2004. Tidally generated shelf waves off the western Iberian coast. *Continental Shelf Research* 22 (14), 1935–1950.
- Foster G., Carter L., 1997. Mud sedimentation on the continental shelf at an accretionary margin—Poverty Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 40, 157–173.
- Freitas M., Andrade C., Cruces A., 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International* 93–94, 161–170.

- Froidefond J.M., Jégou A.M., Hermida J., Lazure P., Castaing P., 1998. Variabilité du panache turbide de la Gironde par télédétection. Effets des facteurs climatiques. *Oceanologica Acta* 21 (2), 191–207.
- Frontier S., 1976. Utilisation des diagrammes rang-fréquence dans l'analyse des écosystèmes. *Journal de Recherche Oceanographique* 1 (3), 35–48.
- Fürsich F., 1977. Corallian (upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. *Palaeontology* 20, 337–385.
- Fryirs K., Brierley G., Preston N., Kasai M., 2007. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, 49–67.
- Fuchs M., 2007. An assessment of human versus climatic impacts on Holocene soil erosion in NE Peloponnese, Greece. *Quaternary Research* 67, 349–356.
- Fujiwara O., Kamataki T., Masuda F., 2004. Sedimentological time-averaging and  $^{14}\text{C}$  dating of marine shells. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 223–224, 540–544.
- Gaill F., (Ed.), 2009. Prospective de l'INstitut Ecologie et Environnement du CNRS.
- Garnier E., 2004. Terre de conquêtes – la forêt vosgienne sous l'ancien régime. Fayard, Paris.
- Gibson Graham J., Roelvnik G., 2010. An economic ethics for the Anthropocene. *Antipode* 41, 320–346.
- Glémarec M., 1964. Le genre *Abra* sur les côtes Atlantiques de Bretagne : systématique et écologie. *Journal de Conchyologie* 104, 15–28.
- Godwin H., 1962. Half-life of radiocarbon. *Nature* 195, 984.
- Goff J., 1997. A chronology of natural and anthropogenic influences on coastal sedimentation, New Zealand. *Marine Geology* 138, 105–117.
- Gonzalez J.L., Jouanneau J.M., Dominik J., Boutier B., 1991. Particulate Cd and Hg fluxes to the sediment in the Marennes-Oléron Bay : origin and evolution. *Environmental Technology* 12, 209–216.
- Gooday A., Jorissen F., Levin L., Middelburg J., Naqvi S., Rabalais N., Scranton M., Zhang J., 2009. Historical records of coastal eutrophication-induced hypoxia. *Biogeosciences* 6, 1707–1745.
- Goubert E., 1997. Les *Elphidium excavatum* (Terquem), foraminifères benthiques, vivant en Baie de Vilaine d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, la lignée évolutive et sur l'utilisation en paléoécologie. Thèse de Doctorat, Université de Nantes.
- Gouleau D., Jouanneau J.M., Weber O., Sauriau P.G., 2000. Short- and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research* 20, 1513–1530.
- Gouletquer P., Héral M., 1997. Marine molluscan production trends in France: from fisheries to aquaculture. NOAA Technical Report NMFS series 129, 137–164.



- Gouletquer P., Bachelet G., Sauriau P.G., Noël P., 2002. Open Atlantic coast of Europe—a century of introduced species into French waters. In E. Leppäkoski, S. Gollasch, S. Olenin, (Eds.), *Invasive aquatic species of Europe: distribution, impacts and management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 276–290.
- Graham A., 1988. Molluscs: Prosobranch and Pyramidellid gastropods. In D. Kermack, R. Barnes, (Eds.), *Synopses of the British Fauna*, vol. 2. Linnean Society, London, 662 pp.
- Graümlich L., Sugita S., Brubaker L., Card V., 2005. Paleoperspectives in ecology. *Ecology* 86, 1667–1168.
- Gray J., 1997. Marine biodiversity: patterns, threats and conservation needs. *Biodiversity and Conservation* 6, 153–175.
- Grenfell H., Hayward B., Horrocks M., 2007. Foraminiferal record of ecological impact of deforestation and oyster farms, Mahurangi Harbour, New Zealand. *Marine and Freshwater Research* 58, 475–491.
- Grizel H., Héral M., 1991. Introduction into France of the Japanese oyster (*Crassostrea gigas*). *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer* 47, 399–403.
- Grossman E., Eittreim S., Field M., Wong F., 2006. Shallow stratigraphy and sedimentation history during high-frequency sea-level changes on the central California shelf. *Continental Shelf Research* 26, 1217–1239.
- Gruet Y., Bernier P., Méon H., Margerel J., 1992. Une vasière intertidale du subboréal en l'île de Noirmoutier (Vendée, France). Approche biosédimentologique des variations holocènes du niveau marin. *Quaternaire* 3 (1), 23–30.
- Gruet Y., Sauriau P.G., 1994. Paléoenvironnements holocènes du Marais Poitevin (Littoral Atlantique, France) : reconstitution d'après les peuplements malacologiques. *Quaternaire* 5, 85–94.
- Guiot J., de Vernal A., 2007. Transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. In C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal, (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleocanography*, vol. 1 de *Developments in Marine Geology*. Elsevier, Amsterdam, 523–563.
- Gustafsson M., Nordberg K., 1999. Benthic foraminifera and their response to hydrography, periodic hypoxic conditions and primary production in the Koljö fjord on the Swedish west coast. *Journal of Sea Research* 41, 163–178.
- Hamilton E., 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620–646.
- Hassan G., Espinosa M., Isla F., 2008. Fidelity of dead diatom assemblages in estuarine sediments: how much environmental information is preserved? *Palaios* 23 (2), 112–120.
- Hastie T., Tibshirani R., 1990. *Generalized Additive Models*. Chapman and Hall, New York.
- Hays J., Imbrie J., Shackleton N., 1976. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194 (4270), 1121–1132.

- Hayward B., Grenfell H., Nicholson K., Parker R., Wilmhurst J., Horrocks M., Swales A., Sabaa A., 2004. Foraminiferal record of human impact on intertidal estuarine environments in New Zealand's largest city. *Marine Micropaleontology* 53, 37–66.
- Henderson S., Frey R., 1986. Taphonomic redistribution of mollusk shells in a tidal inlet channel, Sapelo Island, Georgia. *Palaios* 1 (1), 3–16.
- Hewawasam T., von Blanckenburg F., Schaller M., Kubik P., 2003. Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. *Geology* 31, 597–600.
- Hily C., 1976. Ecologie benthique des Pertuis Charentais. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Hoffmann T., ans K.M. Cohen G.E., Kouben P., Seidel J., Dikau R., 2007. Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. *The Holocene* 17 (1), 105–118.
- Hoffmann T., Thorndycraft V., Brown A., Coulthard T., Damnati B., Kale V., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D., 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change* 72, 87–98.
- Hooke R., 2000. On the history of humans as geomorphic agents. *Geology* 28, 843–846.
- Høpner Petersen G., Russell P., 1971. *Cardium hauniense* compared with *C. exiguum* and *C. glaucum*. *Journal of Molluscan Studies* 39, 409–420.
- Horton B., Edwards R., 2006. Quantifying Holocene sea-level change using intertidal Foraminifera: lessons from the British Isles. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 40 (spec. pub.), 1–97.
- Horton B., Rossi V., Hawkes A., 2009. The sedimentary record of the 2005 hurricane season from the Mississippi and Alabama coastlines. *Quaternary International* 195 (1-2), 15–30.
- Hua Q., 2009. Radiocarbon: A chronological tool for the recent past. *Quaternary Geochronology* 4, 378–390.
- Hutton J., 1795. *Theory of the Earth; with proofs and illustrations*. Creech, Edimbourg.
- Idier D., Pedreros R., Oliveros C., Sottolichio A., Choppin L., Bertin X., 2006. Contributions respectives des courants et de la houle dans la mobilité sédimentaire d'une plate-forme interne estuarienne. Exemple : le seuil interinsulaire, au large du pertuis d'Antioche, France. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 718–726.
- Indermühle A., Stocker T., Joos F., Fischer H., Smith H., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., Stauffer B., 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO<sub>2</sub> trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* 398, 121–126.
- Inman D., 1952. Measures for describing size of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 19 (2), 125–145.
- Irabien M., Cearreta A., Leorri E., Gómez J., Viguri J., 2008. A 130 year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): Implications for environmental management. *Marine Pollution Bulletin* 56, 1719–1727.

- Ivanova E., Murdmaa I., Chepalyga A., Cronin T., Pasechnik I., Levchenko O., Howe S., Manushkina A., Platonova E., 2007. Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 228–259.
- Jackson J., Kirby M., Berger W., Bjorndal K., Botsford L., Bourque B., Bradbury R., Cooke R., Erlandson J., Estes J., Hughes T., Kidwell S., Lange C., Lenihan H., Pandolfi J., Peterson C., Steneck R., Tegner M., Warner R., 2001. Historical overfishing and the recent collapse of coastal ecosystems. *Science* 293, 629–638.
- Jaffe B., Smith R., Foxgrover A., 2007. Anthropogenic influence on sedimentation and intertidal mudflat change in San Pablo Bay, California: 1856–1983. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73, 175–187.
- Jarvis A., Reuter H., Nelson A., Guevara E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Données disponibles sur le serveur <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jay D., Geyer W., Montgomery D., 2000. An ecological perspective on estuarine classification. In J. Hobbie, (Ed.), *Estuarine science: a synthetic approach to research and practice*. Island Press, Washington, D.C., 149–176.
- Jeffreys J., 1862. *British Conchology, or an account of the Mollusca which now inhabit the British Isles and the surrounding seas*. John van Voorst, Londres.
- Jervey M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In C. Wilgus, B. Hasting, C. Kendall, H. Posamentier, C. Ross, J.V. Wagoner, (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*, vol. 42 (spec. pub.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 47–69.
- Johnson R., 1965. Pelecypod death assemblages in Tomales Bay, California. *Journal of Paleontology* 39 (1), 80–85.
- Kang C., Sauriau P.G., Richard P., Blanchard G., 1999. Food sources of the infaunal suspension-feeding bivalve *Cerastoderma edule* in a muddy sandflat of Marennes-Oléron Bay, as determined by analyses of carbon and nitrogen stable isotopes. *Marine Ecology Progress Series* 187, 147–158.
- Kaplan J., Krumhardt K., Zimmermann N., 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28, 3016–3034.
- Karlsen A., Cronin T., Ishman S., Willard D., Kerhin R., Holmes C., Marot M., 2000. Historical trends in Chesapeake Bay dissolved oxygen based on benthic Foraminifera from sediment cores. *Estuaries* 23 (4), 488–508.
- Kawagata S., Ujiie H., 1996. Distribution and environmental relationships of recent bathyal Foraminifera in the Ryukyu Island arc region, northwest Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research* 26 (4), 342–356.
- Kenworthy W., Fonseca M., 1977. Reciprocal transplant of the seagrass, *Zostera marina* L. effect of substrate on growth. *Aquaculture* 12, 197–213.
- Kidwell S., 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records: origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *The Journal of Geology* 97, 1–24.

- Kidwell S., Bosence D., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In P. Allison, D. Briggs, (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*, Topics in Geobiology. Plenum Press, New York, 115–209.
- Kidwell S., 2002. Time-averaged molluscan death assemblages: Palimpsests of richness, snapshots of abundance. *Geology* 30 (9), 803–806.
- Kidwell S., 2007. Discordance between living and death assemblages as evidence for anthropogenic ecological change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104 (45), 17701–17706.
- Kitazato H., 1988. Microhabitats of benthic foraminifera and their application to fossil assemblages. *Revue de Paléobiologie* 2, 815–825.
- Kowalewski M., 1999. Actuopaleontology: the strength of its limitations. *Acta Palaeontologica Polonica* 44 (4), 452–454.
- Kowalewski M., Carroll M., Casazza L., Gupta N., Hannisdal B., Hendy A., Jr R.K., LaBarbera M., Lazo D., Messina C., Puchalski S., Rothfus T., Sälgeback J., Stempien J., Terry R., Tomašových A., 2003. Quantitative fidelity of brachiopod-mollusk assemblages from modern subtidal environments of San Juan Islands, USA. *Journal of Taphonomy* 1, 43–65.
- Lambeck K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 1–22.
- Langer M., 1993. Epiphytic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 20, 235–265.
- Laporte L., (Ed.), 1998. *L'estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age*. Editions de la Maison des sciences de l'homme, Paris.
- Lartaud F., Langlet D., de Rafelis M., Emmanuel L., Renard M., 2006. Mise en évidence de rythmicité saisonnière dans la coquille des huîtres fossiles *Crassostrea aginensis* Tournouer, 1914 (Aquitainien) et *Ostrea bellovacina* Lamarck, 1806 (Thanétien). Approche par cathodoluminescence et par sclérochronologie. *Geobios* 39, 845–852.
- Lartaud F., Emmanuel L., de Rafelis M., Ropert M., Labourdette N., Richardson C., Renard M., 2010. A latitudinal gradient of seasonal temperature variation recorded in oyster shells from the coastal waters of France and The Netherlands. *Facies* 56 (1), 13–25.
- Lastra M., Sanchez A., Mora J., 1993. Population dynamics and secondary production of *Parvicardium exiguum* (Gmelin, 1790) in Santander Bay (N of Spain). *Journal of Molluscan Studies* 59, 73–81.
- Le Campion J., 1968. Foraminifères des principaux biotopes du Bassin d'Arcachon et du proche océan (inventaire faunistique). *Bulletin du Centre d'Etudes et de Recherche Scientifique de Biarritz* 7, 207–391.
- Le Moine O., 2009. Impacts des différents fleuves côtiers. LER-PC Ifremer.
- Lebaigue C., 1881. *Dictionnaire latin-français*. E. Belin, Paris.

- Lebreton B., Richard P., Radenac G., Bordes M., Bréret M., Arnaud C., Mornet F., Blanchard G., 2009. Are epiphytes a significant component of intertidal *Zostera noltii* beds? *Aquatic Botany* 91, 82–90.
- Leorri E., Horton B., Cearreta A., 2008. Development of a foraminifera-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: Implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. *Marine Geology* 251 (1-2), 60–74.
- Leorri E., Gehrels W., Horton B., Fatela F., Cearreta A., 2010. Distribution of foraminifera in salt marshes along the Atlantic coast of SW Europe: Tools to reconstruct past sea-level variations. *Quaternary International* 221 (1-2), 104–115.
- Lesueur P., Tastet J.P., Marambat L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* 16 (14), 1849–1870.
- Levy A., Mathieu R., Poignant A., Rosset-Moulinier M., Ubaldo M., Ambroise D., 1993. Recent foraminifera from the continental margin of Portugal. *Micropaleontology* 39 (1), 75–87.
- Libby W., Anderson E., Arnold J., 1949. Age determination by radiocarbon content: world wide assay of natural radiocarbon. *Science* 109, 227–228.
- Linke P., Lutze G., 1993. Microhabitat preferences of benthic foraminifera—A static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology* 20, 215–2234.
- Lisiecki L., Raymo M., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- Ljungqvist F., Krusic P., Moberg A., Grudd H., Sundqvist H., 2010. The spatial-temporal pattern of the Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age in the Northern Hemisphere. In *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2010, vol. 12. EGU2010–3564.
- Lopez-Jamar E., Gonzalez G., Mejuto J., 1987. Ecology, growth and production of *Thyasira flexuosa* (Bivalvia, Lucinacea) from Ría de la Coruña, North-West Spain. *Ophelia* 27 (2), 111–126.
- Lozano I., Swail V., 2002. The link between wave height variability in the North Atlantic and the storm track activity in the last four decades. *Atmosphere - Ocean* 40 (4), 377–388.
- Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382.
- Lubet P., Gall P.L., 1972. Recherches préliminaires sur la structure des populations de *Crepidula fornicata*, Philb., mollusque mésogastéropode. *Bulletin de la Société Zoologique de France* 97, 211–222.
- Magnuson J., 1990. Long-term ecological research and the invisible present. *Bioscience* 40 (7), 495–501.
- Magurran A., 1988. *Ecological diversity and its measurement*. Croom Helm, London.

- Maneux E., Dumas J., Clément O., Etcheber H., Charritton X., Etchart J., Veyssy E., Rimmelin P., 1999. Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 329, 413–420.
- Mann M., 2007. PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION | The Last Millennium. In *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, 1993–2002.
- Martin R., (Ed.), 2000. *Environmental micropaleontology*. Topics in Geobiology. Plenum Press, New York.
- Massé H., 1999. The carbonates associated with littoral fine sand macrofauna in the north-western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 22 (4), 413–420.
- Mather A., Fairbairn J., Needle C., 1999. The course and drivers of the forest transition: the case of France. *Journal of Rural Studies* 15 (1), 65–90.
- Matthews A., Grenfell H., Hayward B., Horrocks M., 2005. Foraminiferal record of sewage outfall impacts on the inner Manukau Harbour, Auckland, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 39, 193–215.
- Meldahl K., Flessa K., Cutler A., 1997. Time-averaging and postmortem skeletal survival in benthic fossil assemblages: quantitative comparisons among Holocene environments. *Paleobiology* 23 (2), 207–229.
- Mesnager V., Ogier S., Bally G., Disnar J.R., Lottier N., Dedieu K., Rabouille C., Copard Y., 2007. Nutrient dynamics at the sediment–water interface in a Mediterranean lagoon (Thau, France): Influence of biodeposition by shellfish farming activities. *Marine Environmental Research* 63 (3), 257–277.
- Migeon S., Weber O., Faugères J.C., Saint-Paul J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255.
- Migniot C., 1971. L'évolution de la Gironde au cours des temps. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 11, 221–281.
- Millennium Ecosystem Assessment, 2005. *Ecosystems and human well-being: synthesis*. Island Press, Washington, D.C.
- Miller A., 1988. Spatial resolution in subfossil molluscan remains: implications for paleobiological analyses. *Paleobiology* 14 (1), 91–103.
- Mitsch W., Jørgensen S., 2003. *Ecological engineering and ecosystem restoration*. John Wiley and Sons, New York.
- Mohamed K., Rey D., Rubio B., Vilas F., Frederichs T., 2010. Interplay between detrital and diagenetic processes since the last glacial maximum on the northwest Iberian continental shelf. *Quaternary Research* 73, 507–520.
- Mojtahid M., Jorissen F., Lansard B., Fontanier C., Bombled B., Rabouille C., 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental–marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology* 70, 177–200.

- Mokeddem Z., Baltzer A., Clet-Pellerin M., Walter-Simonnet A., Bates R., Balut Y., C. Bonnot-Courtois, 2007. Fluctuations climatiques enregistrées depuis 20 000 ans dans le remplissage sédimentaire du loch Sunart (Nord-Ouest de l'Écosse). *Comptes Rendus Geosciences* 339 (2), 150–160.
- Monnin E., Indermühle A., Dällenbach A., Flückiger J., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Barnola J.M., 2001. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. *Science* 291 (5501), 112–114.
- Morigi C., Jorissen F., Fraticelli S., Horton B., Principi M., Sabbatini A., Capotondi L., Curzi P., Negri A., 2005. Benthic foraminiferal evidence for the formation of the Holocene mud-belt and bathymetrical evolution in the central Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology* 57, 25–49.
- Morton J., 1964. Locomotion. In K. Wilbur, C. Yonge, (Eds.), *Physiology of Mollusca*, vol. 1. Academic Press, New York, 383–423.
- Mörner N.A., 1996. Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research* 12 (4), 797–800.
- Murray J., Alve E., 1999. Taphonomic experiments on marginal marine foraminiferal assemblages: how much ecological information is preserved? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 183–197.
- Murray J., 2000. The enigma of the continued use of total assemblages in ecological studies of benthic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 30 (3), 244–245.
- Murray J., Bowser S., 2000. Mortality, protoplasm decay rate, and reliability of staining techniques to recognize 'living' foraminifera: a review. *Journal of Foraminiferal Research* 30 (1), 66–70.
- Murray J., 2006. *Ecology and applications of benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Nagy G., 1993. Analyse quantifiée de l'évolution hydro-morphologique séculaire de l'estuaire amont de la Gironde. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- National Research Council, 2001. *Global change ecosystems research*. National Academy Press, Washington, D.C.
- National Research Council, 2005. *The geological record of ecological dynamics*. National Academy Press, Washington, D.C.
- Negri M., 2009. An experimental mapping method by means of fossil mollusk faunas: the Holocene Thai paleogulf. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 48 (1), 41–50.
- Neto J., Smith B., McAllister J., 1999. Sedimentological evidence of human impact on a near-shore environment: Jurujuba Sound, Rio de Janeiro State, Brazil. *Applied Geography* 19, 153–177.
- Nicolle A., 2006. Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais. Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle.

- Nielsen S., Sand-Jensen K., Borum J., Geertz-Hansen O., 2002. Depth colonization of eelgrass (*Zostera marina*) and macroalgae as determined by water transparency in Danish coastal waters. *Estuaries* 25 (5), 1025–1032.
- Nigam R., Saraswat R., Panchang R., 2006. Application of foraminifers in ecotoxicology: retrospect, prospect and prospect. *Environment International* 32, 273–283.
- Nørgaard-Pedersen N., Austin W., Howe J., Shimmield T., 2006. The Holocene record of Loch Etive, western Scotland: Influence of catchment and relative sea level changes. *Marine Geology* 228, 55–71.
- Odum E., 1953. *Fundamentals of ecology*. W. B. Saunders, Philadelphia.
- Oldfield F., Asioli A., Accorsi C., Mercuri A., Juggins S., Langone L., Rolph T., Trincardi F., Wolff G., Gibbs Z., Vigliotti L., Frignani M., van der Post K., Branch N., 2003. A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews* 22, 319–342.
- Olszewski T., 1999. Taking advantage of time-averaging. *Paleobiology* 25 (2), 226–238.
- Ortiz J., Mix A., Collier R., 1995. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleoceanography* 10, 987–1009.
- Osterman L., 2003. Benthic foraminifers from the continental shelf and slope of the Gulf of Mexico: an indicator of shelf hypoxia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58, 17–35.
- Pachauri R., Reisinger A., (Eds.), 2007. *Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Genève, Suisse.
- Parmesan C., Yohe G., 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421, 37–42.
- Parra M., Trouky H., Jouanneau J.M., Grousset F., Latouche C., Castaing P., 1998. Etude isotopique (Sr-Nd) de l'origine des dépôts fins holocènes du littoral atlantique (S-O France). *Oceanologica Acta* 21 (5), 631–644.
- Pascal P.Y., 2008. *Devenir des bactéries dans les réseaux trophiques des vasières intertidales : le cas de Brouage (baie de Marennes-Oléron)*. Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle.
- Pascual A., Rodriguez-Lazaro J., Weber O., Jouanneau J.M., 2002. Late Holocene pollution in the Gernika estuary (southern Bay of Biscay) evidenced by the study of Foraminifera and Ostracoda. *Hydrobiologia* 475/476, 477–491.
- Patterson R., Fishbein E., 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology* 63 (2), 245–248.
- Pauling A., Luterbacher J., Casty C., Wanner H., 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26 (4), 387–405.
- Paulson A., Zhong S., Wahr J., 2007. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data. *Geophysical Journal International* 171 (2), 497–508.



- Peterkin G., 2008. EUROPE, NORTHERN AND WESTERN | Mesolithic Cultures. In *Encyclopedia of Archaeology*. Elsevier, Amsterdam, 1249–1252.
- Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Masson-Delmotte V., Kotlyakov V., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Pickett S., 1989. Space-for-time substitution as an alternative to long-term studies. In G. Likens, (Ed.), *Long-term studies in ecology: approaches and alternatives*. Springer-Verlag, New York, 110–135.
- Poirier-Boegeat C., 1972. D'après l'étude analytique d'échantillons récoltés sur les plages du Gard : essai de définition de types de thanatocénoses. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud.
- Poirier C., Sauriau P.G., Chaumillon E., Allard J., 2009. Can molluscan assemblages give insights into Holocene environmental changes other than sea level rise? A case study from a macrotidal bay (Marennes–Oléron, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 105–118.
- Pontee N., Tastet J.P., Massé L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. *Oceanologica Acta* 21 (2), 243–261.
- Posamentier H., Allen G., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7.
- Pouliquen M., 1975. Étude minéralogique et géochimique des sédiments du littoral vendéocharentais et de la vasière ouest-Gironde (France) : application à la connaissance de l'origine et de la dynamique des vases dans la baie de Marennes-Oléron. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Pritchard D., 1967. What is an estuary, physical viewpoint. *American Association for the Advancement of Science, Washington, D.C.* 83, 3–5.
- Probst J.L., 1983. Hydrologie du bassin de la Garonne, modèle de mélanges, bilan de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier – Toulouse.
- Pugh D., 1987. *Tides, surges and mean sea level*. John Wiley and Sons, Chichester.
- R Development Core Team, 2009. *R: a language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna.
- Raillard O., Hir P.L., Lazure P., 1994. Transport de sédiments fins dans le bassin de Marennes-Oléron: mise en place d'un modèle mathématique. *La Houille Blanche* 49, 63–71.
- Redois F., Debenay J.P., 1996. Influence du confinement sur la répartition des foraminifères benthiques: exemple de l'estran d'une ria mésotidale de Bretagne Méridionale. *Revue de Paléobiologie* 15 (1), 243–260.

- Reimer P., Reimer R., 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43, 461–463.
- Reimer P., Baillie M., Bard E., Bayliss A., Beck J., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Buck C., Burr G., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kaiser K., Kromer B., McCormac F., Manning S., Reimer R., Richards D., Southon J., Talamo S., Turney C., van der Plicht J., Weyhenmeyer C., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111–1150.
- Renard K., Foster G., Weesies G., Porter J., 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46 (1), 30–33.
- Richard J., Huet M., Thouzeau G., Paulet Y., 2006. Reproduction of the invasive slipper-limpet *Crepidula fornicata* in the bay of Brest (France). *Marine Biology* 149, 789–801.
- Richter R., 1928. Aktuopalaontologie und Palaobiologie, eine Abgrenzung. *Senckenbergiana* 10, 285–292.
- Rogers C., 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation. *Marine Ecology Progress Series* 65, 185–202.
- Rose J., 2007. The use of time units in Quaternary Science Reviews. *Quaternary Science Reviews* 26, 1193.
- Rossi V., Vaiani S., 2008. Benthic foraminiferal evidence of sediment supply changes and fluvial drainage reorganization in Holocene deposits of the Po Delta, Italy. *Marine Micropaleontology* 69, 106–118.
- Rossi V., Horton B., 2009. The application of a subtidal foraminifera-based transfer function to reconstruct Holocene paleobathymetry of the Po Delta, northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 39 (3), 180–190.
- Rossi V., Horton B., Corbett R., Leorri E., Perez-Belmonte L., Douglas B., soumis. The application of foraminifera to reconstruct the rate of 20<sup>th</sup> century sea-level rise, Morbihan Golfe, Brittany France. *Quaternary Research* .
- Roussel E., Sauvadet A.L., Allard J., Chaduteau C., Richard P., Cambon Bonavita M.C., Chaumillon E., 2009. Archaeal methane cycling communities associated with gassy subsurface sediments of Marennes-Oléron Bay (France). *Geomicrobiology Journal* 26 (1), 31–43.
- Ruddiman W., 2003. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change* 6, 261–293.
- Ruiz G., Carlton J., Grosholz E., Hines A., 1997. Global invasions of marine and estuarine habitats by non-indigenous species: mechanisms, extent, and consequences. *American Zoologist* 37, 621–632.
- Ruiz F., Borrego J., González-Regalado M., López-González N., Carro B., Abad M., 2009. Interaction between sedimentary processes, historical pollution and microfauna in the Tinto Estuary (SW Spain). *Environmental Geology* 58, 779–783.
- Rull V., 2010. Ecology and palaeoecology: two approaches, one objective. *The Open Ecology Journal* 3, 1–5.

- Ryan K., Walsh J., Corbett D., Winter A., 2008. A record of recent change in terrestrial sedimentation in a coral-reef environment, La Parguera, Puerto Rico: A response to coastal development? *Marine Pollution Bulletin* 56, 1177–1183.
- Salisbury A., 1932. On *Lepton squamosum* (Montagu) and *Montacuta ferruginosa* (Montagu) and some other molluscs observed in the Salcombe estuary, Devon. *Journal of Molluscan Studies* 20, 100–103.
- Sauriau P.G., 1987. Les Mollusques non-cultivés du bassin de Marennes-Oléron : quantification et répartition géographique des stocks. *Haliotis* 16, 527–541.
- Sauriau P.G., Gruet Y., 1988. Essai de reconstitution d'un paléoenvironnement récent dans le Marais Poitevin (Charente-Maritime). *Haliotis* 18, 9–20.
- Sauriau P.G., Mouret V., Rincé J.P., 1989. Organisation trophique de la malacofaune benthique non cultivée du bassin ostréicole de Marennes-Oléron. *Oceanologica Acta* 12 (2), 193–204.
- Sauriau P.G., 1991. Spread of *Cyclope neritea* (Mollusca: Gastropoda) along the north-eastern Atlantic coasts in relation to oyster culture and to climatic fluctuations. *Marine Biology* 109, 299–309.
- Sauriau P.G., Pichocki-Seyfried C., Walker P., de Montaudouin X., Palud C., Héral M., 1998. *Crepidula fornicata* L. (mollusque, gastéropode) en baie de Marennes-Oléron : cartographie des fonds par sonar à balayage latéral et estimation du stock. *Oceanologica Acta* 21 (2), 353–362.
- Sauriau P.G., Pigeot J., sous presse. Contribution à l'inventaire de la macrofaune marine en baie de Marennes-Oléron. *Annales de la Société de Sciences Naturelles de Charente-Maritime*.
- Schafer C., Collins E., Smith J., 1991. Relationship of Foraminifera and thecamoebian distributions to sediments contaminated by pulp mill effluent: Saguenay Fjord, Québec, Canada. *Marine Micropaleontology* 17 (3-4), 255–283.
- Schäfer W., 1972. *Ecology & palaeoecology of marine environments*. University of Chicago Press, Chicago.
- Schäfer J., Blanc G., 2002. Relationship between ore deposits in river catchments and geochemistry of suspended particulate matter from six rivers in southwest France. *The Science of the Total Environment* 298, 103–118.
- Schöne B., 2003. A 'clam-ring' master-chronology constructed from a short-lived bivalve mollusc from the northern Gulf of California, USA. *The Holocene* 13 (1), 39–49.
- Schöne B., Fiebig J., Pfeiffer M., Gless R., Hickson J., Johnson A., Dreyer W., Oschmann W., 2005. Climate records from a bivalved Methuselah (*Arctica islandica*, Mollusca; Iceland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, 130–148.
- Schöne B., Surge D., 2005. Looking back over skeletal diaries — High-resolution environmental reconstructions from accretionary hard parts of aquatic organisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, 1–3.

- Scott D., Medioli F., 1978. Vertical zonation of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea levels. *Nature* 272, 528–531.
- Scott D., Medioli F., Schäfer C., 2001. *Monitoring in coastal environments using Foraminifera and Thecamoebian indicators*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Scott D., Tobin R., Williamson M., Medioli F., Latimer J., Boothman W., Asioli A., Haury V., 2005. Pollution monitoring in two North American estuaries: historical reconstructions using benthic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 35 (1), 65–82.
- Seiglie G., 1973. Pyritization in living foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research* 3 (1), 1–6.
- Sherborn C., 1888. *Bibliography of the Foraminifera recent and fossil from 1565–1888*. Dulau & Co., Londres.
- Siegenthaler U., Stocker T., Monnin E., Lüthi D., Schwander J., Stauffer B., Raynaud D., Barnola J.M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Jouzel J., 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science* 310 (5752), 1313–1317.
- Small C., Nicholls R., 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of Coastal Research* 19 (3), 584–599.
- Smith J., 1838. On the last changes in the relative levels of the land and sea in the British Islands. *Memoirs of the Wernerian Natural History Society* 8, 49–88.
- Sornin J.M., 1981. *Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture – Baie de Cancale, Anse de l’Aiguillon et Bassin de Marennes-Oléron*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes.
- Sorrel P., Tessier B., Demory F., Delsinne N., Mouazé D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews* 28, 499–516.
- Sorrel P., Tessier B., Demory F., Baltzer A., Bouaouina F., Proust J.N., Traini C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research* 30 (10–11), 1250–1266.
- Soulsby R., 1997. *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford, London.
- Spezzaferri S., Basso D., Koral H., 2000. Holocene palaeoceanographic evolution of the Iskenderun Bay, South-Eastern Turkey, as a response to river mouth diversions and human impact. *Mediterranean Marine Science* 1 (1), 19–43.
- Stanisière J.Y., Dumas F., Plus M., Maurer D., Robert S., 2006. *Caractérisation des composantes hydrodynamiques d’un système côtier semi-fermé : le bassin de Marennes-Oléron*. Rapport technique., LER-PC Ifremer.
- Struski C., Bacher C., 2006. Preliminary estimate of primary production by phytoplankton in Marennes-Oléron Bay, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 66, 323–334.
- Syvitski J., Vörösmarty C., Kettner A., Green P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376–380.

- Szkornik K., Gehrels W., Kirby J., 2006. Salt-marsh diatom distributions in Ho Bugt (western Denmark) and the development of a transfer function for reconstructing Holocene sea-level changes. *Marine Geology* 235, 137–150.
- Taldenkova E., Bauch H., Stepanova A., Dem'yankov S., Ovsepyan A., 2005. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas. *Global and Planetary Change* 48, 223–251.
- Tebble N., 1966. *British bivalve seashells: a handbook identification*. British Museum, London.
- Ters M., 1986. Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance. In M. Rampino, J. Sanders, W. Newman, L. Konigsson, (Eds.), *Climate: history, periodicity and predictability*. Van Nostrand Reinhold, New York, 204–237.
- Tessier B., Billeaud I., Lesueur P., 2010. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (2), 99–113.
- Tesson M., 1973. *Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France)*. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Thieltges D., Strasser M., van Beusekom J., Reise K., 2004. Too cold to prosper-winter mortality prevents population increase of the introduced American slipper limpet *Crepidula fornicata* in northern Europe. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 311, 375–391.
- Thompson J., 1991. The biology of an invasive plant: what makes *Spartina anglica* so successful? *Bioscience* 41, 393–401.
- Thorson G., 1957. Bottom communities (sublittoral or shallow shelf). In J. Hedgpeth, (Ed.), *Ecology*. Geological Society of America, Washington, D.C., 461–534.
- Thrush S., Dayton P., 2002. Disturbance of marine benthic habitats by trawling and dredging: implications for marine biodiversity. *Annual Review of Ecological Systems* 33, 449–473.
- Tilman D., Fargione J., Wolff B., D'Antonio C., Dobson A., Howarth R., Schindler D., Schlesinger W., Simberloff D., Swackhamer D., 2001. Forecasting agriculturally driven global environmental change. *Science* 292, 281–284.
- Tomašových A., Kidwell S., 2009. Preservation of spatial and environmental gradients by death assemblages. *Paleobiology* 35 (1), 119–145.
- Traini C., 2009. *L'estuaire de la Vilaine : évolution naturelle et anthropisation (Morbihan, France)*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Sud.
- Trincardi F., Cattaneo A., Correggiari A., 2004. Mediterranean prodelta systems – natural evolution and human impact investigated by EURODELTA. *Oceanography* 17 (4), 34–45.
- Tukey J., 1977. *Exploratory data analysis*. Addison-Wesley, Reading.
- Valette-Silver J., Brown L., Pavich M., Klein J., Middleton R., 1986. Detection of erosion events using  $^{10}\text{Be}$  profiles: example of the impact of agriculture on soil erosion in the Chesapeake Bay area (U.S.A.). *Earth and Planetary Science Letters* 80 (1-2), 82–90.

- van Geel B., Buurman J., Waterbolk H., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* 11, 451–460.
- van Wagoner J., Mitchum R., Campion K., Rahmanian V., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Vavrek M., 2010. fossil: palaeoecological and palaeogeographical analysis tools. R package version 0.2.4.
- Verger F., 1968. Marais et wadden du littoral français – Etude de géomorphologie. Biscaye Frères, Bordeaux.
- Vernadsky V., 1945. The Biosphere and the Noösphere. *American Scientist* 33 (1), 1–12.
- Viard F., Ellien C., Dupont L., 2006. Dispersal ability and invasion success of *Crepidula fornicata* in a single gulf: insights from genetic markers and larval dispersal model. *Helgoland Marine Research* 60, 144–152.
- Vis G.J., Kasse C., Kroon D., Jung S., Zuur H., Prick A., 2010. Late Holocene sedimentary changes in floodplain and shelf environments of the Tagus River (Portugal). *Proceedings of the Geologists' Association* 121, 203–217.
- Visset L., Voeltzel D., Maisonneuve E., Nikodic J., Margerel J.P., Borne V., 1990. Paléoécologie holocène des Marais du Rocher en Maillezais (Vendée), dans le Marais Poitevin (Littoral Atlantique - France). *Quaternaire* 1 (2), 111–121.
- Wadman H., McNinch J., 2008. Stratigraphic spatial variation on the inner shelf of a high-yield river, Waiapu River, New Zealand: Implications for fine-sediment dispersal and preservation. *Continental Shelf Research* 28, 865–886.
- Walker K., Bambach R., 1971. The significance of fossil assemblages from fine grained sediments: time averaged communities. *Geological Society of America Abstracts Programs* 3, 783–784.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S., Popp T., Steffesen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D., Nakagawa T., Newham R., Schwander J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24 (1), 3–17.
- Walling D., 2006. Human impact on land–ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* 79, 192–216.
- Ward P., van Balen R., Verstraeten G., Renssen H., Vandenberghe J., 2009. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. *Geomorphology* 103, 389–400.
- Warwick R., Light J., 2002. Death assemblages of molluscs on St Martin's Flats, Isles of Scilly: a surrogate for regional biodiversity? *Biodiversity and Conservation* 11, 99–112.

- Weber N., 2003. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle.
- Weber N., Chaumillon E., Tesson M., Garlan T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology* 207 (1–4), 17–38.
- Willenbring J., von Blanckenburg F., 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature* 465, 211–214.
- Willis K., Birks H., 2006. What is natural? The need for a long-term perspective in biodiversity conservation. *Science* 314, 1261–1265.
- Wilson B., 2008. Using SHEBI (SHE analysis for Biozone Identification): to proceed from the top down or the bottom up? A discussion using two Miocene foraminiferal successions from Trinidad, West Indies. *Palaios* 23 (9), 636–644.
- Wischmeier W., Smith D., 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *American Geophysical Union Transactions* 39, 285–291.
- Woodhead J., Swearer S., Hergt J., Maas R., 2005. In situ Sr-isotope analysis of carbonates by LA-MC-ICP-MS: interference corrections, high spatial resolution and an example from otolith studies. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20, 22–27.
- Wöppelmann G., Letetrel C., Santamaria A., Bouin M.N., Collilieux X., Altamimi Z., Williams S., Miguez B., 2009. Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophysical Research Letters* 36, L12607.
- Yonge C., 1946. On the habits of *Turritella communis* Risso. *Journal of the Marine Biological Association of the UK* 26 (3), 377–380.
- Yu K., Hua Q., Zhao J.X., Hodge E., Fink D., Barbetti M., 2010. Holocene marine  $^{14}\text{C}$  reservoir age variability: evidence from  $^{230}\text{Th}$ -dated corals in the South China Sea. *Paleoceanography* 25, PA3205.
- Zaitlin B., Dalrymple R., Boyd R., 1994. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In R. Dalrymple, R. Boyd, B. Zaitlin, (Eds.), *Incised valley systems: origin and sedimentary sequences*, vol. 51 (spec. pub.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 45–60.
- Zalasiewicz J., Williams M., Smith A., Barry T., Coe A., Bown P., Brenchley P., Cantrill D., Gale A., Gibbard P., Gregory J., Hounslow M., Kerr A., Pearson P., Knox R., Powell J., Waters C., Marshall J., Oates M., Rawson P., Stone P., 2008. Are we now living in the Anthropocene? *GSA Today* 18 (2), 4–8.
- Zalasiewicz J., Williams M., Steffen W., Crutzen P., 2010. The new world of the Anthropocene. *Environmental Science and Technology Viewpoint* 44, 2228–2231.
- Zhang K., Douglas B., Leatherman S., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climatic Change* 64, 41–58.
- Zhang Y., Baptista A., Myers E., 2004. A cross-scale model for 3D baroclinic circulation in estuary-plume-shelf systems: I. Formulation and skill assessment. *Continental Shelf Research* 24 (18), 2187–2214.

- Zheng F.L., 2006. Effect of vegetation changes on soil erosion on the Loess Plateau. *Pedosphere* 16 (4), 420–427.
- Zinke J., Reijmer J., Thomassin B., 2003. Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sedimentary Geology* 160, 57–79.
- Zinke J., Reijmer J., Taviani M., Dullo W.C., Thomassin B., 2005. Facies and faunal assemblage changes in response to the Holocene transgression in the Lagoon of Mayotte (Comoro Archipelago, SW Indian Ocean). *Facies* 50, 391–408.
- Zuschin M., Oliver P., 2003. Fidelity of molluscan life and death assemblages on sublittoral hard substrata around granitic islands of the Seychelle. *Lethaia* 36, 133–149.



## Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro- et la macrofaune benthiques littorales

**Résumé :** Discriminer l'influence des activités humaines de celle des processus naturels sur les changements environnementaux récents est un enjeu scientifique important. Dans ce but, les mollusques et les foraminifères fossiles des Pertuis Charentais (ouest de la France) ainsi que les sédiments déposés pendant l'Holocène dont ils sont issus ont été étudiés. L'objet d'étude central est un drapage vaseux qui constitue une grande partie du comblement sédimentaire terminal des Pertuis. Les résultats obtenus montrent qu'il est composé de sédiments fins d'origine continentale déposés à partir de 1400 AD environ. Il est la conséquence d'une augmentation de l'érosion des sols, favorisée par la déforestation entreprise au Moyen-Age. Le taux de sédimentation de cette vase a augmenté brutalement à partir de 1760 AD environ, suite à une période d'augmentation des précipitations hivernales à la fin du Petit Age Glaciaire qui a accéléré l'érosion des sols sur ces territoires fragilisés car déforestés. Le dépôt brutal de sédiments fins dans les Pertuis Charentais a eu peu de répercussions sur les communautés de mollusques benthiques, excepté l'extinction locale du bivalve *Lepton squamosum* de la baie de Marennes-Oléron. En revanche, l'augmentation des apports sédimentaires a été à l'origine d'une succession écologique au sein des communautés de foraminifères (résistance - perturbation - adaptation). Les résultats obtenus démontrent comment des milieux perturbés par les activités humaines deviennent plus sensibles aux changements climatiques. Ils soulignent aussi le potentiel de la paléoécologie dans la compréhension des changements environnementaux récents dans les zones côtières à une échelle millénaire à séculaire.

**Mots-clés :** Anthropocène, estuaire, carotte de sédiment, sédimentologie, paléoécologie

### Sedimentary records of millennial to centennial environmental changes with coastal benthic micro- and macrofauna

**Abstract:** Unraveling the respective influence of human activities and natural processes on recent environmental changes is a critical issue. In this respect, fossil molluscs and foraminifers of the Pertuis Charentais area (western France) as well as the sediments deposited during the Holocene they originate from have been studied. The study is focused on a mud drape that corresponds to the upper, most recent sediment infill of the area. The results show that it is composed of fine grained sediments originating from the adjacent catchments deposited from 1400 AD onwards. This major environmental change was the consequence of an increase in soil erosion promoted by intense deforestation started during the Middle Ages. Mud sedimentation rate increased suddenly in ca. 1760 AD, owing to a short-lived increase of winter rainfall which triggered more intense soil erosion on vulnerable deforested lands. The sharp deposition of fine grained sediments in the Pertuis Charentais has had few consequences on the past benthic mollusc communities, except the local extinction of the bivalve *Lepton squamosum* in the Marennes-Oléron Bay. On the contrary, the increase in mud supply has triggered an ecological succession among benthic foraminifer communities (resistance - disturbance - adaptation). As a whole, the results demonstrate that environments disrupted by human activities become more sensitive to high-frequency climate changes. They also highlight the potential of paleoecology for a better understanding of recent environmental changes occurring within coastal areas at a millennial to centennial scale.

**Keywords:** Anthropocene, estuary, sediment core, sedimentology, paleoecology



UMR6250 LIttoral ENvironnement Sociétés, Université de La Rochelle, CNRS  
2 rue Olympe de Gouges, F-17000 La Rochelle