

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université de Caen Normandie

**Transport sédimentaire et architecture de barrières littorales
silico-bioclastiques : une approche par modélisation physique**

**Présentée et soutenue par
Alissia RIEUX**

**Thèse soutenue publiquement le 17/12/2018
devant le jury composé de**

M. FREDERIC BOUCHETTE	Maître de conférences HDR, Université de Montpellier	Rapporteur du jury
Mme HÉLÈNE HOWA	Professeur des universités, Université d'Angers	Rapporteur du jury
M. LAURENT DEZILEAU	Professeur des universités, Université Caen Normandie	Président du jury
M. STEPHAN JORRY	Chercheur, IFREMER de PLOUZANE	Membre du jury
M. SERGIO LONGHITANO	Professeur, Università degli Studi della Basilicata	Membre du jury
M. DOMINIQUE MOUAZE	Maître de conférences, Université Caen Normandie	Membre du jury
M. PIERRE WEILL	Maître de conférences, Université Caen Normandie	Membre du jury
Mme BERNADETTE TESSIER	Directeur de recherche au CNRS, Université Caen Normandie	Directeur de thèse

Thèse dirigée par BERNADETTE TESSIER, Morphodynamique continentale et côtière

*"Mixed deposits represent a labyrinth for researchers
who want to investigate them for the first time"*

(Chiarella et al., 2017)

Table des matières

Liste des symboles	xi
Introduction générale	1
I Environnements mixtes silicoclastiques carbonatés	5
I.1 Introduction	7
I.2 Modèles de production de sédiments mixtes silicoclastiques carbonatés . . .	8
I.3 Expression du mélange et hétérogénéité dans les environnements sédimen- taires mixtes silico-bioclastiques	11
I.4 La baie du Mont-Saint-Michel : Exemple d’environnement littoral mixte . .	16
I.4.1 Cadre général	16
I.4.2 Contexte hydrodynamique et morpho-sédimentaire	18
I.4.3 Composition faunistique de la barrière littorale le long de la partie occidentale de la baie	20
I.4.4 Composition mixte silico-bioclastique	23
I.5 Conclusion et rappel de la problématique de l’étude	25
II Comportement hydrodynamique de débris bioclastiques	27
II.1 Introduction	29
II.2 Matériel sédimentaire	33
II.2.1 Échantillonnage des sédiments coquilliers	33
II.2.2 Caractérisation de la structure interne des coquilles	36
II.2.3 Caractérisation de la densité de chaque espèce	38
II.3 Comportement de particules bioclastiques mono-spécifiques en chute libre dans un fluide au repos	42
II.3.1 Protocole expérimental	42
II.3.2 Vitesse de chute de particules bioclastiques mono-spécifiques	44
II.3.3 Coefficient de trainée de particules bioclastiques mono-spécifiques .	48

II.4	Comportement de lits bioclastiques mono-spécifiques sous courant unidirectionnel	51
II.4.1	Théorie de la couche limite	51
II.4.2	Protocole expérimental	55
II.4.2.1	Canal à courant unidirectionnel	55
II.4.2.2	Mise en place de l'expérimentation	57
II.4.2.3	Vélocimétrie Doppler Acoustique	58
II.4.3	Profilométrie et contrainte critique de cisaillement	65
II.4.3.1	Profils de vitesse moyenne et contrainte critique de cisaillement – loi de la paroi	65
II.4.3.2	Profils de contraintes turbulente et visqueuse	71
II.4.3.3	Comparaison des deux méthodes d'estimation des contraintes critiques de cisaillement	75
II.5	Discussion	79
II.6	Conclusion	86
III	Dynamique et architecture interne des barrières littorales	89
III.1	Introduction	91
III.2	Dispositif expérimental	94
III.2.1	Composition du matériel sédimentaire	94
III.2.2	Canal à houle	95
III.3	Protocole expérimental	96
III.3.1	Dimensionnement du modèle	96
III.3.2	Mise en place du sédiment et création du modèle initial	97
III.3.3	Évolution du niveau d'eau moyen	98
III.3.4	Suivi de la morphologie de surface	99
III.3.5	Suivi de l'architecture interne	102
III.4	Processus hydro-sédimentaires impliqués dans la construction d'une barrière	103
III.4.1	Zone de déferlement et zone de swash	103
III.4.1.1	Cas d'une augmentation du niveau d'eau moyen	107
III.4.1.2	Cas d'une diminution du niveau d'eau moyen	111
III.4.2	Formation des washovers	113
III.5	Évolution des barrières modélisées en fonction de la fluctuation du niveau d'eau moyen	114
III.5.1	Cas du modèle B ₁₀₀	114

III.5.1.1	Observation de la morphologie de surface	115
III.5.1.2	Suivi de l'architecture interne	124
III.5.1.3	Granulométrie de surface de la barrière finale	129
III.5.2	Cas du modèle B ₅₀ S ₅₀	131
III.5.2.1	Suivi de la morphologie de surface	131
III.5.2.2	Suivi de l'architecture interne	137
III.5.2.3	Granulométrie de surface de la barrière finale	141
III.5.3	Cas du modèle B ₂₅ S ₇₅	143
III.5.3.1	Suivi de la morphologie de surface	143
III.5.3.2	Suivi de l'architecture interne	150
III.5.3.3	Granulométrie de surface de la barrière finale	155
III.5.4	Comparaison des modèles – Rôle des mélanges silico-bioclastiques .	157
III.6	Conclusion	164
Conclusion générale		166
Bibliographie		191
Annexes		194
A Article publié dans <i>Sedimentology</i>		195
B Profils de vitesse moyens obtenus pour chaque diamètre et chaque espèce		219

Table des figures

I.1	Modèle conceptuel du mélange occasionnel provoqué par des évènements de haute énergie (Chiarella <i>et al.</i> , 2017 d'après Mount, 1984).	12
I.2	Ségrégation bio-silicoclastique sous forme de lamination (A – Longhitano <i>et al.</i> (2010), B – Chiarella <i>et al.</i> (2012)). Les processus de ségrégation expliqués dans le papier de Chiarella et Longhitano (2012) (C).	13
I.3	Relation entre la longueur d'onde et la hauteur (A) et entre la hauteur et l'épaisseur (B) des dunes géantes qui forment le "Banc du Four" (Franzetti <i>et al.</i> , 2013).	14
I.5	Carte morpho-sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel.	17
I.6	Localisation et composition des bancs échantillonnés dans la baie du Mont-Saint-Michel.	20
I.7	Localisation et composition des bancs échantillonnés dans la baie du Mont-Saint-Michel.	22
I.8	Évolution de la proportion de CaCO_3 en fonction du diamètre de tamis.	24
II.1	Paramètre de Shields au seuil de mise en mouvement en fonction du nombre de Reynolds.	30
II.2	Vitesse de chute terminale en fonction du diamètre pour des particules sphériques, des algues coralliennes, des particules silicoclastiques et bioclastiques.	32
II.3	Photographies des huit espèces de mollusques utilisées pour les expériences, collectées sur une barrière littorale coquillière dans la baie du Mont-Saint-Michel	34
II.4	Cartographie de la répartition spatiale des huit espèces retenues pour les expérimentations (les données sont issues du site www.iobis.org).	35
II.5	Photographies des débris de <i>Cerastoderma</i> obtenus après l'écrasement manuel de coquilles entières comparées avec des fragments échantillonnés sur le terrain.	36

II.6	Images au Microscope Electronique à Balayage (MEB) de la structure interne des coquilles de chaque espèce.	37
II.7	Plan de la colonne de sédimentation et vue en 3D.	42
II.8	Montage de photographies stroboscopiques utilisées pour la détermination des vitesses de chute.	43
II.9	Vitesse de chute en fonction du diamètre de tamis pour chaque espèce et pour des billes en verre sphériques.	45
II.10	Trajectoire de chute des particules bioclastiques selon quatre modes : Chute verticale, hélicoïdale, en feuille morte ou sur deux plans.	46
II.11	Comparaison des vitesses de chute des huit espèces de cette étude avec les résultats de Braithwaite (1973) en fonction du diamètre de tamis. . .	47
II.12	Coefficient de trainée C_D en fonction du nombre de Reynolds de grain. .	49
II.14	Exemple de profil de vitesse et de la régression linéaire au niveau de la couche logarithmique.	53
II.15	Vue en coupe et en plan du canal à courant ainsi que de la configuration expérimentale de l'ADV utilisé pour la caractérisation des contraintes cisailantes.	56
II.16	Visualisation de l'écoulement dans le canal grâce à une nappe laser. . . .	56
II.17	Schéma du fonctionnement du Vectrino Profiler.	58
II.18	Visualisation de l'écoulement dans le canal autour de l'instrument grâce à une nappe laser.	59
II.19	Profils d'amplitude, de corrélation, de SNR et de vitesse obtenus pour les quatre récepteurs du Vectrino Profiler.	60
II.20	Comparaison entre les profils de corrélation, de SNR et de vitesses, obtenus pour différents emplacements du sweet-spot.	61
II.21	Comparaison des profils de vitesse obtenue par le Vectrino Profiler avec l'ADV et la PIV	62
II.22	Protocole d'obtention d'un profil par empilement de cinq profils de 10 mm.	63
II.23	Test de convergence de la vitesse moyenne horizontale ($\bar{u}$) de l'écoulement à 1 cm au-dessus du fond.	63
II.24	Exemple de données filtrées et pourcentage de données validées.	64
II.25	Profils de vitesse au-dessus des lits sédimentaires des huit espèces pour la fraction 1,25 - 2 mm.	66
II.26	Longueur équivalente de rugosité en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce.	67

II.27	Contrainte critique de cisaillement sur le fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce.	68
II.28	Compilation des contraintes critiques de cisaillement sur le fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce.	71
II.29	Profils de turbulence au-dessus des lits sédimentaires pour la fraction 1,25 – 2 mm pour l'ensemble des espèces.	72
II.30	Contrainte turbulente entre 5 et 10 mm du fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce.	74
II.31	Comparaison des profils de contrainte turbulente et de contrainte totale au-dessus des lits sédimentaires en fonction des diamètres de grain pour l'ensemble des espèces.	76
II.32	Relation entre la contrainte critique de cisaillement en fonction de la contrainte turbulente.	77
II.33	Contrainte critique de cisaillement en fonction de la vitesse de chute des particules bioclastiques.	79
II.34	Évolution du paramètre de Shields en fonction du nombre de Reynolds. .	81
II.35	Paramètre de Shields en fonction du nombre de Reynolds pour les espèces <i>Cerastoderma</i> et <i>Mytilus</i> prenant en compte les valeurs obtenues dans la présente étude et celles obtenues par Paphitis <i>et al.</i> (2002).	82
II.36	Nombre de mobilité en fonction du nombre de Reynolds.	84
III.1	Régime d'overwash en contexte transgressif.	92
III.2	Granulométrie des mélanges silico-biolcastiques.	95
III.3	Plan du canal à houle et du générateur de vagues.	96
III.4	Mise en place initiale du sédiment dans le canal.	98
III.5	Fluctuations du niveau d'eau au cours des expériences.	99
III.6	Utilisation du télémètre laser.	100
III.7	Principe de la prise de vue photogrammétrique appliqué aux expériences en canal.	101
III.8	Méthode de réalisation d'un "peel" dans le canal.	102
III.9	Mise en suspension des particules dans la zone de déferlement.	103
III.10	Séquence de déferlement d'une vague sur le profil de plage.	105
III.11	Déferlement plongeant induit par la mobilisation d'un nouveau stock de sédiment.	106
III.12	Évolution des vitesses verticale et horizontale au cours du temps.	107

III.13	Évolution du profil de plage dans le cas d'une augmentation de la hauteur d'eau.	108
III.14	Comblement de l'espace d'accommodation créé par l'augmentation du niveau d'eau.	108
III.15	Aggradation des sédiments suite au comblement de l'espace d'accommodation.	109
III.16	Cycle d'érosion et d'aggradation des dépôts sédimentaires au cours de la montée du niveau d'eau moyen (cas du modèle B ₅₀ S ₅₀).	110
III.17	Recul du pied de banc lors de la diminution du niveau d'eau moyen. . .	111
III.18	Dépôts de laisses de matériel bioclastique grossier formées au cours de l'abaissement du niveau d'eau (vue du dessus).	112
III.19	Rides de houle formées dans le cas de mélanges silico-bioclastiques. . .	112
III.20	Formation et migration d'un stock de sédiment à l'avant de la barrière. .	113
III.21	Évolution des débordements de washover.	114
III.22	Localisation et noms des différentes zones qui constituent une barrière.	115
III.23	Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser, des pentes des différentes zones de la barrière (Figure III.22)(B) pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (modèle B ₁₀₀	117
III.24	Suivi photogrammétrique de l'évolution de la morphologie de surface du modèle B ₁₀₀	121
III.25	Différentiel photogrammétrique entre les différents stades de l'évolution de la barrière côtière. Cas de la composition sédimentaire B ₁₀₀	122
III.26	Évolution des zones de dépôt et d'érosion de la barrière coquillière par suivi photographique le long des parois du canal.	123
III.27	Mise en évidence de la zone d'érosion centrale de granulométrie plus fine formée par un débordement de washover et de la mise en suspension des particules fines à l'extrémité du delta.	124
III.28	Évolution de l'architecture interne de la barrière coquillière par suivi photographique le long des parois du canal.	126
III.29	"Epoxy-peel" et interprétation de l'architecture interne. Cas du sédiment B ₁₀₀	128
III.30	Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière finale (modèle B ₁₀₀).	130

III.31	Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser, des pentes des différentes zones de la barrière pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (modèle B ₅₀ S ₅₀).	132
III.32	Modèle photogrammétrique au stade 3 (H _{eau} = 30 cm) (cas de la composition sédimentaire B ₅₀ S ₅₀).	134
III.33	Évolution des zones de dépôt et d'érosion le long du modèle B ₅₀ S ₅₀ par suivi photographique le long des parois du canal.	136
III.34	Évolution de l'architecture interne de la barrière B ₅₀ S ₅₀ par suivi photographique le long des parois du canal.	138
III.35	Architecture sédimentaire du stade final du modèle B ₅₀ S ₅₀	140
III.36	Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière finale. Cas de la composition sédimentaire B ₅₀ S ₅₀	142
III.37	Évolution du niveau d'eau moyen au cours du temps dans le cas du mélange B ₂₅ S ₇₅	144
III.38	Suivi photogrammétrique de l'évolution de la morphologie de surface du modèle B ₂₅ S ₇₅	147
III.39	Différentiel photogrammétrique entre les différents stades de l'évolution de la barrière côtière. Cas de la composition sédimentaire B ₂₅ S ₇₅	148
III.40	Évolution des zones de dépôt et d'érosion le long de la barrière B ₂₅ S ₇₅ par suivi photographique le long des parois du canal.	149
III.41	Évolution granulométrique au niveau d'une nappe de washover. Cas de la composition sédimentaire B ₂₅ S ₇₅	150
III.42	Évolution de l'architecture interne de la barrière B ₂₅ S ₇₅ par suivi photographique le long des parois du canal.	152
III.43	Architecture sédimentaire du stade final (stade 7) du modèle B ₂₅ S ₇₅	154
III.44	Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière finale B ₂₅ S ₇₅	156
III.45	Comparaison de la morphologie obtenue à l'aide du télémètre laser entre les trois compositions sédimentaires au cours des variations du niveau d'eau moyen.	158

Liste des tableaux

I.1	Composition des bancs échantillonnés dans la baie du Mont-Saint-Michel.	21
II.1	Noms communs et latins, minéralogie et densités moyennes des mollusques utilisés dans cette étude.	39
II.2	Coefficients de trainée calculées par régression des données expérimentales de vitesse de chute par l'équation II.3.	48
II.3	Paramètres hydrodynamiques issus de l'analyse des profils de vitesse au-dessus des échantillons de chaque espèce et classe granulométrique au seuil de mise en mouvement.	69
II.4	Contrainte turbulente moyenne entre 5 et 10 mm au-dessus du lit sédimentaire de chaque espèce et classe granulométrique au seuil de mise en mouvement.	73
II.5	Coefficient a et b provenant de l'Eq II.15 et calculé à l'aide des courbes de régression de la Figure II.33.	80
III.1	Compositions sédimentaires utilisées pour les expérimentations.	94
III.2	Évolution des pentes des différentes zones le long de chaque banc modélisé au cours des fluctuations du niveau d'eau moyen. Cas de la composition sédimentaire B ₁₀₀	118
III.3	Volumes érodés et accumulés entre les différents stades d'évolution de la barrière B ₁₀₀	120
III.4	Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle B ₁₀₀	127
III.5	Évolution des pentes des différentes zones de la barrière au cours des fluctuations du niveau d'eau moyen (modèle B ₅₀ S ₅₀).	133
III.6	Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle B ₅₀ S ₅₀ . .	139
III.7	Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser, des pentes des différentes zones de la barrière pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (modèle B ₂₅ S ₇₅).	145

III.8	Évolution des volume érodés et accumulés entre les différentes étapes modélisées. Cas de la composition sédimentaire B ₂₅ S ₇₅	146
III.9	Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle B ₂₅ S ₇₅ . .	153
III.10	Compilation des paramètres caractéristiques des barrières dans le cas des trois compositions sédimentaires.	157

Liste des symboles

ADV : Acoustic Doppler Velocimeter

ADVP : Acoustic Doppler Velocimeter Profiler

CMVS : Clustering Views for Multi-view Stereo

LDV : Laser Doppler Velocimeter

M3C2 : Multiscale Model to Model Cloud Comparison

PIV : Particle Image Velocimetry

SNR : Signal-to-Noise Ratio

B₁₀₀ : 100 % bioclastes

B₅₀ S₅₀ : 50 % bioclastes – 50 % silicoclastes

B₂₅ S₇₅ : 25 % bioclastes – 75 % silicoclastes

C_D : coefficient de trainée

d_s : densité du sédiment

D_{sieve} : diamètre de tamis (mm)

D₅₀ : diamètre médian (mm)

D₉₀ : 90% de l'échantillon (mm)

g : accélération de pesanteur (m s^{-2})

H : hauteur entre la crête et le creux (cm)

H_{eau} : hauteur d'eau (cm)

H_{max} : épaisseur maximale (cm)

k_s : rugosité équivalente de grain (mm)

K : coefficient correcteur de la pression et de la température

m : masse du sédiment (g)

m_{pyc} : masse du pycnomètre vide (kg)

m_{tot} : masse totale du pycnomètre plein (sédiment + eau) (kg)

Mn : nombre de mobilité

P : pression atmosphérique (mm Hg)

$\mathbf{Re}^*$: nombre de Reynolds de grain

$\mathbf{T}$: température ($^{\circ}\text{C}$)

$\bar{u}$: vitesse horizontale moyenne de l'écoulement (m s^{-1})

$\mathbf{u}'$: fluctuation turbulente de la vitesse horizontale (m s^{-1})

$\mathbf{u}^*$: vitesse cisailante (m s^{-1})

$\mathbf{V}$: volume de dégagement gazeux (mL)

$\mathbf{V}_{\text{pyc}}$: volume du pycnomètre vide (m^3)

$\mathbf{w}_s$: vitesse de chute (m s^{-1})

$\mathbf{w}'$: fluctuation turbulente de la vitesse verticale (m s^{-1})

$\mathbf{z}$: élévation au-dessus du lit sédimentaire (mm)

$\mathbf{z}_0$: hauteur de vitesse nulle (mm)

θ : paramètre de Shields

κ : constante de von Karman

λ : longueur d'onde (cm)

μ : viscosité dynamique de l'eau ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)

ρ_s : masse volumique du sédiment (kg m^{-3})

ρ : masse volumique de l'eau (kg m^{-3})

$\tau_{0\text{cr}}$: contrainte critique de cisaillement sur le fond (N m^{-2})

τ_{visc} : contrainte visqueuse (N m^{-2})

τ_{turb} : contrainte turbulente (ou contrainte de Reynolds) (N m^{-2})

ν : viscosité cinématique de l'eau ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

Introduction générale

Les littoraux actuels, formés depuis la fin de la dernière transgression post-glaciaire, sont aujourd'hui des lieux de forte anthropisation. Les barrières littorales, qui représentent entre 6 et 15% du linéaire côtier mondial, sont des corps sédimentaires qui protègent naturellement les plaines côtières. Elles peuvent être composées de sédiments terrigènes, carbonatés, ou d'un mélange des deux. Ce matériel sédimentaire est le résultat de la redistribution des apports fluviaux, de l'érosion du trait de côte (qu'il soit rocheux ou sédimentaire), du remaniement de stocks fossiles sur la plateforme continentale, ou de la production biologique. Les sédiments mixtes silicoclastiques carbonatés, bien que sous-représentés dans la littérature, sont pourtant aussi communs que des sédiments "purs", que ce soit en région tempérée ou tropicale (Goldhammer, 2003 ; Zonneveld *et al.*, 2012). La proportion entre les deux types de sédiments peut évoluer dans le temps pour de multiples raisons, notamment en raison des changements climatiques et des variations du niveau marin, mais également avec les modifications des activités anthropiques. Dans le contexte de haut niveau marin actuel, les apports terrigènes sont relativement faibles, ce qui favorise le développement dans le domaine côtier d'organismes producteurs de carbonates, comme par exemple les mollusques dans le cas des zones tempérées à froides. La production de matériel bioclastique peut alors être par endroits prédominante.

Les particules silicoclastiques et carbonatées se distinguent principalement par leur différences de formes et de tailles. Le comportement hydrodynamique des grains silicoclastiques, dont la forme est assimilée le plus souvent à une sphère, a largement été étudié depuis les travaux pionnier de Shields (1936) (e.g. Miller *et al.*, 1977 ; Paphitis, 2001 ; Simões, 2014). Dans le cas des particules carbonatées, de nombreuses recherches ont été effectuées en domaine tropical (e.g. Prager *et al.*, 1996 ; Kench et McLean, 1996 ; Smith et Cheung, 2004 ; Flemming, 2017), sur des sables fins coralliens, mais peu en domaine tempéré où les mollusques sont dominants (Paphitis *et al.*, 2002 ; Weill *et al.*, 2010). En raison de la variété de leurs formes et de leurs tailles, les débris bioclastiques ont un comportement hydrodynamique complexe (Maiklem, 1968).

C'est dans cette problématique que s'inscrit ce travail de thèse. Si le comportement des sédiments silicoclastiques a largement été décrit, il existe très peu d'études sur le comportement hydrodynamique des bioclastes. Traditionnellement, il existe un cloisonnement entre les recherches sur les environnements carbonatés et silicoclastiques. Assez peu de travaux s'intéressent aux environnements mixtes, caractérisés par un mélange entre des apports silicoclastiques et carbonatés. Ainsi, l'objectif de cette thèse est d'améliorer la compréhension du transport sédimentaire des environnements mixtes et d'évaluer le rôle de la composition sédimentaire dans les processus impliqués dans la construction de barrières littorales dans ce type d'environnement. Pour y répondre, une approche par modélisation physique a été utilisée, pour laquelle deux échelles de temps/espace distinctes ont été considérées. La thèse s'organise ainsi en trois chapitres principaux.

Chapitre 1. Environnements mixtes silicoclastiques carbonatés : sources, mélanges, hétérogénéités

Un état de l'art sur les environnements mixtes silicoclastiques carbonatés est réalisé. Les types de sédiments mixtes, les processus de mélange, puis l'hétérogénéité et la morphologie des corps sédimentaires associés sont détaillés. Les barrières littorales silico-bioclastiques représentent les objets sédimentaires sur lesquels nous nous sommes focalisés. La baie du Mont-Saint-Michel est utilisée comme exemple pour présenter les caractéristiques d'un environnement sédimentaire mixte de replat de marée influencé par la houle, ainsi que les barrières silico-bioclastiques qui bordent la partie haute de l'estran.

Chapitre 2. Comportement hydrodynamique de débris bioclastiques

Le comportement hydrodynamique de particules bioclastiques étant très peu étudié de nos jours, ce chapitre s'intéresse au comportement de huit espèces de débris de mollusques : (i) en chute libre dans un fluide au repos, à travers des mesures de vitesses de chute en colonne de sédimentation, et (ii) lorsque les sédiments mono-spécifiques sont structurés en lit sédimentaire, en réalisant des expérimentations en canal à courant unidirectionnel au seuil de mise en mouvement des particules. Ces expériences permettent de comparer le comportement hydrodynamique de particules bioclastiques par rapport à des grains silicoclastiques, mais également de mettre en évidence des différences inter-spécifiques.

Chapitre 3. Dynamique et architecture interne des barrières littorales

En raison d'un manque de travaux sur la dynamique des environnements côtiers mixtes, la réalisation de trois modèles expérimentaux en canal à houle à partir de trois compositions sédimentaires différentes permettent de mieux comprendre le rôle du degré de mélange entre les particules silicoclastiques et bioclastiques sur l'évolution de la morphologie et de l'architecture des barrières littorales. Des processus communs en termes de tri, de transport et de dépôt sont mis en évidence.

Le manuscrit est complété par une conclusion qui met en avant les apports principaux de cette étude, suivi de perspectives.

N.B. : Le chapitre 2 a fait l'objet d'une publication, consultable en annexe. Pour faciliter la lecture du manuscrit, certaines illustrations ont été imprimées en A3 dans un livret séparé du manuscrit.

Chapitre I

Environnements mixtes silicoclastiques carbonatés : sources, mélanges, hétérogénéités



I.1 Introduction

Les milieux littoraux sont des environnements complexes, à l'interface entre les surfaces continentales et le milieu marin. Leurs caractéristiques morphologiques et leurs dynamiques varient spatialement et évoluent dans le temps en fonction de l'équilibre entre apports sédimentaires, forçages hydrodynamiques (houle et marée), et fluctuation du niveau marin, sur la base d'un héritage géologique qui contrôle la géométrie du substratum (Cooper *et al.*, 2018).

Les classiques diagrammes ternaires de classification des côtes sédimentaires (e.g. Boyd *et al.*, 1992) opposent généralement des environnements dominés par un apport sédimentaire terrigène important (deltas), d'environnements où la houle et la marée modèlent un stock sédimentaire d'origine marine. Ces sédiments "marins" peuvent aussi avoir une origine terrigène, apportés d'une source fluviale par la dérive littorale, produits par l'érosion de côtes rocheuses et/ou sédimentaires, ou remaniés d'un stock fossile sur la plateforme continentale. Mais ils peuvent également être d'origine biologique, ce sont les sédiments carbonatés.

En région tropicale, les sédiments carbonatés sont composés de débris d'organismes – principalement de coraux hermatypiques, d'algues vertes, de foraminifères et de mollusques – et de particules inorganiques – oolithes, pellets et autres agrégats. Ils forment un assemblage de type "Chlorozoan". En région tempérée, les sédiments carbonatés sont exclusivement d'origine bioclastique, et dominés par les bryozoaires, les mollusques, les foraminifères et les algues rouges. Ils forment un assemblage de type "Foramol" (Lees et Buller, 1972).

Historiquement, les environnements carbonatés de milieux "chauds" ont été largement plus étudiés que leurs équivalents de milieux "tempérés", probablement en raison de l'importance des plate-formes carbonatées préservées dans l'enregistrement fossile, en particulier au Mésozoïque. D'autre part, il existe traditionnellement une séparation très nette dans les études entre les environnements carbonatés et les environnements silicoclastiques, en raison des très grandes différences qui existent dans l'évolution diagénétique de ces deux grands types de sédiment après leur dépôt. D'autres raisons peuvent être évoquées : i) les particules d'origine carbonatée possèdent des formes et des densités parfois éloignées de celles des particules silicoclastiques, qui nécessitent une considération spécifique ; ii) production carbonatée et abondance silicoclastique coexistent mal, en particulier pour les producteurs carbonatés primaires dépendant de la lumière, menant à des environnements

de dépôts bien différenciés.

Pourtant, les sédiments carbonatés peuvent être exportés de leur zone de production par les agents hydrodynamiques et se mélanger à des environnements silicoclastiques. Dans les environnements tempérés, sur les plateformes "maigres" (sediment-starved), les carbonates bioclastiques peuvent coexister avec le sédiment silicoclastique dans des proportions parfois importantes. Ces environnements de dépôt se définissent comme "mixtes" dès lors que la composition d'un des deux constituants dépasse 10 % (Mount, 1985 ; Holland et Elmore, 2008).

Depuis ces deux dernières décennies, un nombre croissant de travaux scientifiques se sont intéressés à la caractérisation et à la compréhension de ces environnements sédimentaires mixtes silico-bioclastiques, en particulier dans l'enregistrement fossile (e.g. Warzeski *et al.*, 1996 ; Dorsey et Kidwell, 1999 ; Sanders et Höfling, 2000 ; McNeill *et al.*, 2004 ; Lubeseder *et al.*, 2009 ; Longhitano, 2011 ; Bourget *et al.*, 2014 ; Zeller *et al.*, 2015 ; Labaj et Pratt, 2016 ; Chiarella *et al.*, 2017 ; Val *et al.*, 2018). Quelques études cependant décrivent ce type d'environnement dans l'actuel (e.g. Doyle et Roberts, 1988 ; Testa et Boscence, 1998 ; Wright *et al.*, 2005 ; Albino et Suguio, 2011 ; D'agostini *et al.*, 2015 ; Harper *et al.*, 2015 ; Zecchin et Catuneanu, 2017). Il ressort de ces études qu'au-delà du caractère mixte des dépôts, il existe une forte hétérogénéité sédimentaire, qui s'exprime à des échelles très variables, et qui traduit une complexité des processus hydro-sédimentaires et des facteurs de contrôle de la production sédimentaire, rendant ardue l'interprétation des environnements de dépôt des séquences fossiles. Nous proposons dans ce premier chapitre de détailler les types et les processus de mélanges silico-bioclastiques. Nous verrons ensuite comment cette mixité s'exprime dans les corps sédimentaires, en termes d'hétérogénéité et de morphologie. Nous nous focaliserons enfin sur les barrières littorales silico-bioclastiques, au travers de l'exemple de la baie du Mont-Saint-Michel, dont les cordons littoraux mixtes ont servi de source de sédiment pour les expérimentations qui ont été menées au cours de cette thèse.

I.2 Modèles de production de sédiments mixtes silicoclastiques carbonatés

Le caractère mixte d'un dépôt sédimentaire correspond à une hétérogénéité qui s'exprime au sein même de la composition du sédiment (assemblage de particules de lithologies différentes), et à différentes échelles dans la hiérarchie des unités architecturales (au sens

de Miall, 2016), de la lamine correspondant à la migration d'une ride (ordre 1) à la séquence ou super-séquence stratigraphique (ordre 6 et plus). Cette hétérogénéité est le résultat de la variabilité spatiale des environnements de dépôt (variations latérales de faciès), de processus de tri et de ségrégation par les agents hydrodynamiques, ou d'une variabilité temporelle des facteurs qui contrôlent la production biologique et le flux terrigène. Ces facteurs de variabilité temporelle sont, entre autres, les variations du niveau marin, les fluctuations climatiques et la tectonique (Dolan, 1989 ; McNeill *et al.*, 2004). Ils produisent une hétérogénéité sédimentaire à l'échelle de la strate ou du groupe de strates, correspondant à des échelles de temps longues (plusieurs dizaines de ka à plusieurs Ma) que nous n'aborderons pas dans ce travail. En effet, nous nous intéressons à des échelles de temps allant du processus hydro-sédimentaire (lamine, échelle de la seconde) à l'évolution d'un corps sédimentaire (macro-forme, échelle de l'ordre de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années). Nous nous focaliserons donc sur les types d'environnement de dépôt propices à la production de sédiments mixtes, silicoclastiques et carbonatés, et aux processus hydro-sédimentaires à l'origine du mélange et/ou de l'hétérogénéité.

Mount (1984) propose 3 modèles à l'origine de mélanges entre particules silicoclastiques et carbonatées : le mélange en limite de faciès ("facies mixing", figure I.1 – A), le mélange "événementiel" ("punctuated mixing", figure I.1 – B), et le mélange par production in-situ ("in-situ mixing", figure I.1 – C). Cette classification est souvent utilisée afin de mieux définir les milieux de sédimentation mixte (Testa et Bosence, 1998 ; Halfar *et al.*, 2004 ; Chiarella *et al.*, 2017).

Les deux premiers modèles ("facies" et "punctuated mixing", figure I.1 – A et B) décrivent des processus de mélange correspondant essentiellement à des environnements carbonatés d'eaux chaudes, où une zonation nette existe entre les sous-environnements de dépôt carbonatés (arrière-barrière, barrière et avant-barrière, bancs carbonatés, lagons, rampe carbonatée...) et les sous-environnements de dépôt silicoclastiques (barrière littorale, lagunes d'arrière-barrière, replats de marée, ...¹). Entre ces zones morphosédimentaires distinctes existent naturellement des zones de transition latérale de faciès, plus ou moins larges, dans lesquelles un mélange lithologique (et donc une hétérogénéité compositionnelle) se produit régulièrement dans des conditions hydrodynamiques normales. Les variations du niveau marin induisent un déplacement des environnements de dépôt et donc de la zone de transition mixte, qui peut ainsi s'intercaler dans l'enregistrement sédimentaire entre les dépôts des "pôles purs".

1. Il n'est pas exclu dans certains cas que ces environnements puissent être également carbonatés ou mixtes.

Lors d'événements exceptionnels de haute énergie (tempêtes et ouragans – Knowles et Davis, 1991 ; Engel *et al.*, 2016 ; Bahlburg *et al.*, 2018 ; Hong *et al.*, 2018), des volumes très importants de sédiment (silicoclastique ou carbonaté) peuvent être remobilisés et exportés vers l'environnement de dépôt de l'autre pôle lithologique. Par rapport au modèle de mélange en limite de faciès, ce processus de mélange événementiel produit des incursions de sédiments mixtes d'extension latérale beaucoup plus importantes, mais d'épaisseurs plus faibles. Si les événements de haute énergie sont récurrents dans le temps, ils peuvent conduire à une hétérogénéité de strates, des niveaux mixtes s'intercalant dans des niveaux de pôle pur.

Ces deux modèles peuvent également être transposés aux environnements non-tropicaux. C'est le cas du Golfe de Californie (Halfar *et al.*, 2004), environnement chaud-temperé, caractérisé par une frange littorale silicoclastique grossière, une zone de forte production carbonatée située entre 10 et 15 m de profondeur, dominée par des faciès à algues rouges et mollusques, et une plateforme à dominante silicoclastique fine (sils et sables fins). Une zone de mélange de faciès se développe autour de 40 m de profondeur, par l'action des courants de jusant qui exportent le matériel carbonaté vers le large, formant une frange où des dépôts bioclastiques s'interstratifient avec des niveaux silicoclastiques fins. Les événements périodiques de tempêtes ou d'ouragans produisent quant à eux un recouvrement du faciès carbonaté par les éléments silicoclastiques grossiers de la frange littorale, érodés le long des côtes rocheuses. Après le passage de ces événements de forte énergie, les communautés benthiques perturbées recolonisent rapidement la zone de mélange silico-bioclastique. La récurrence des événements conditionne bien évidemment la capacité de régénération des producteurs de carbonates.

Un autre exemple pouvant être cité est le cas des milieux lagunaires nourris par des apports terrigènes, isolés du milieu marin ouvert par une barrière littorale. Lors d'événements de tempêtes de haute énergie, l'ouverture de brèches dans le cordon littoral permet l'incursion de sédiments grossiers mixtes silico-bioclastiques dans la lagune. L'interstratification de dépôts de débordement dans la sédimentation fine d'arrière-barrière fournit une archive précieuse pour les reconstitutions paléoclimatiques (Dezileau *et al.*, 2011 ; Sabatier *et al.*, 2012 ; Degeai *et al.*, 2015 ; Dezileau *et al.*, 2016).

Dans le troisième modèle de mélange ("in-situ mixing"), la fraction carbonatée est issue d'un assemblage d'organismes calcaires morts autochtones (ou para-autochtones) se développant naturellement sur un substrat ou dans un environnement silicoclastique. Le mélange est local et n'implique pas de transfert d'un faciès de lithologie « pure » à un autre. Le mélange est typiquement compositionnel, pour lequel la bioturbation joue

probablement un rôle important. De l'hétérogénéité stratigraphique au sein des corps sédimentaires pourra être créée par la suite, par l'action de transport sélectif et de ségrégation des agents hydrodynamiques. Ce type de mélange est caractéristique des plateformes silicoclastiques à forte productivité biologique, comme c'est le cas dans la Manche (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1982), ou d'environnements sédimentaires fins de replats de marée. C'est deux exemples seront détaillés dans la suite de ce chapitre.

Outre les processus associés aux mélanges des faciès carbonatés et silicoclastiques, l'existence et les caractéristiques d'un sédiment mixte dépendent bien évidemment des facteurs qui contrôlent la production de chacun de ses pôles. L'apport sédimentaire silicoclastique est conditionné principalement par le climat, le niveau marin, la morphologie du domaine côtier, ainsi que par l'hydrodynamisme (Zecchin et Catuneanu, 2017). A ces facteurs s'ajoutent pour la production des sédiments carbonatés des facteurs physico-chimiques et trophiques (Pedley et Carannante, 2006 ; Pomar et Kendall, 2008).

I.3 Expression du mélange et hétérogénéité dans les environnements sédimentaires mixtes silico-bioclásticos

Quel que soit le modèle à l'origine du mélange, les sédiments mixtes silico-bioclásticos sont mobilisés et remaniés par les processus hydrodynamiques (houle, marée) prévalant dans le milieu littoral. Les sédiments transportés dans le domaine subtidal et intertidal par les courants de marée se structurent en dunes ou en bancs, et les sédiments se trouvant dans la zone d'action des houles participent à la construction de barrières littorales. Les différences de forme et de densité entre les particules silicoclastiques et bioclásticos conduisent à des phénomènes de transport sélectif, de ségrégation et de tri, qui s'expriment souvent dans l'enregistrement sédimentaire par une stratification hétérolithique. D'autre part la composition sédimentaire, au travers des modes et longueurs de transport des particules ou de la porosité du sédiment, a une influence certaine sur la morphologie des corps sédimentaires.

Chiarella et Longhitano (2012), Chiarella *et al.* (2012) et Longhitano *et al.* (2012) interprètent la stratification hétérolithique bioclastique / silicoclastique (Figure I.2 – A, B) de dunes tidales plio-pléistocènes dans le Sud des Apennins (Italie) afin de mieux contraindre les conditions hydrodynamiques de l'environnement de dépôt. Des indices de ségrégation et de rapport silicoclastique / bioclastique permettent de différencier les mi-

lieux de dépôt en fonction de la profondeur. Pour des profondeurs supérieures à l'action des houles de tempête, les stratifications obliques hétérolitiques correspondant à la migration de dunes sous-marines sont interprétées comme le résultat de l'action d'un courant dont l'intensité est modulée par la marée. En condition de forts courants, les bioclastes offrant par leurs formes aplaties une large portance sont transportés en suspension (Figure I.2 – C). En "by-pass", ils ne participent pas à la construction de la dune. Seuls les particules silicoclastiques transportées par charriage viennent s'accumuler sur la face d'avalanche et participent à la préservation de lamines obliques. En conditions de courant décroissantes en intensité, les particules bioclastiques sédimentent et enrichissent la surface des dunes (Figure I.2 – C). Transportées par charriage jusqu'à la face d'avalanche, elles participent

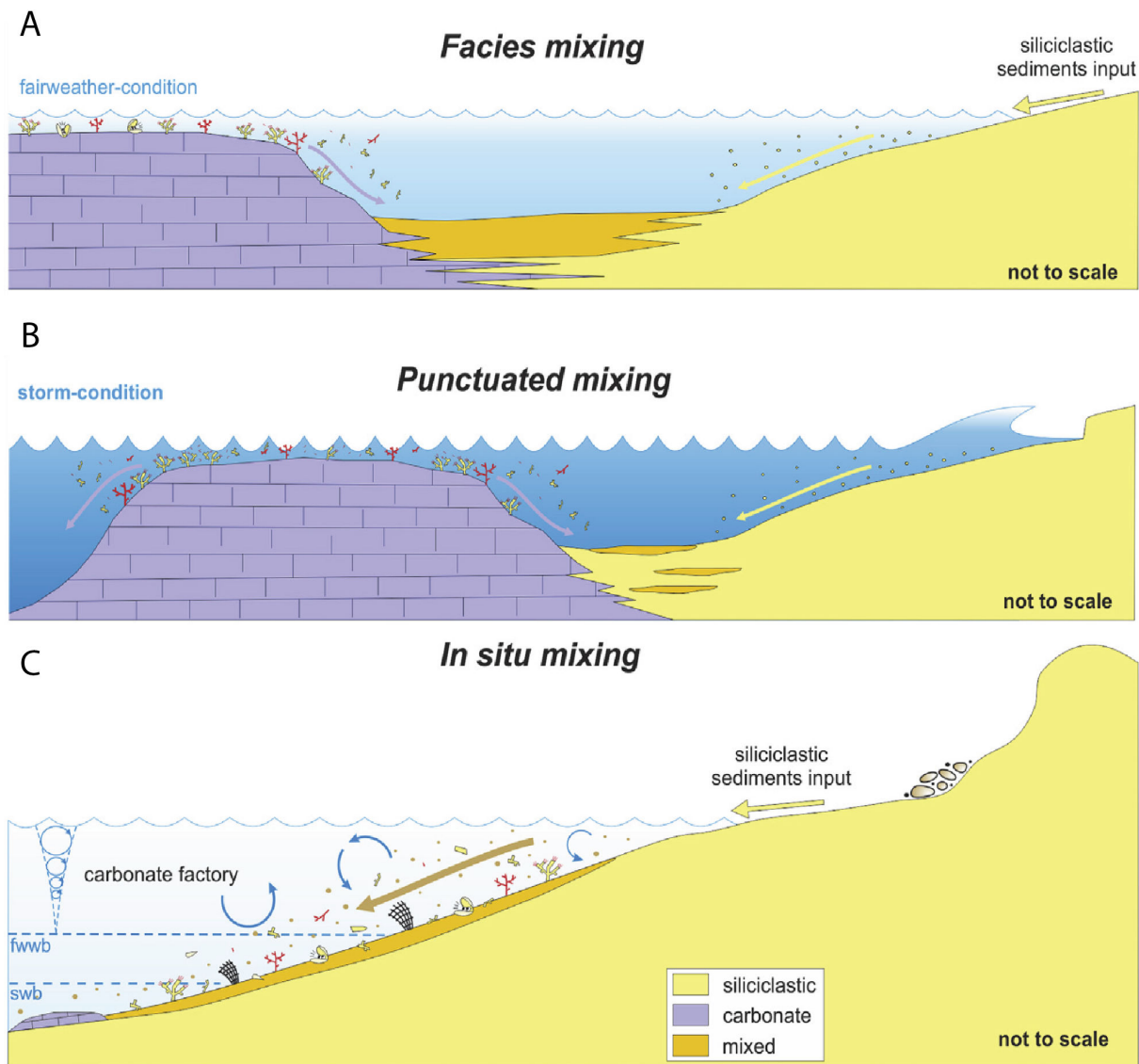


Figure I.1. Modèle conceptuel du mélange occasionnel provoqué par des événements de haute énergie (Chiarella et al., 2017 d'après Mount, 1984).

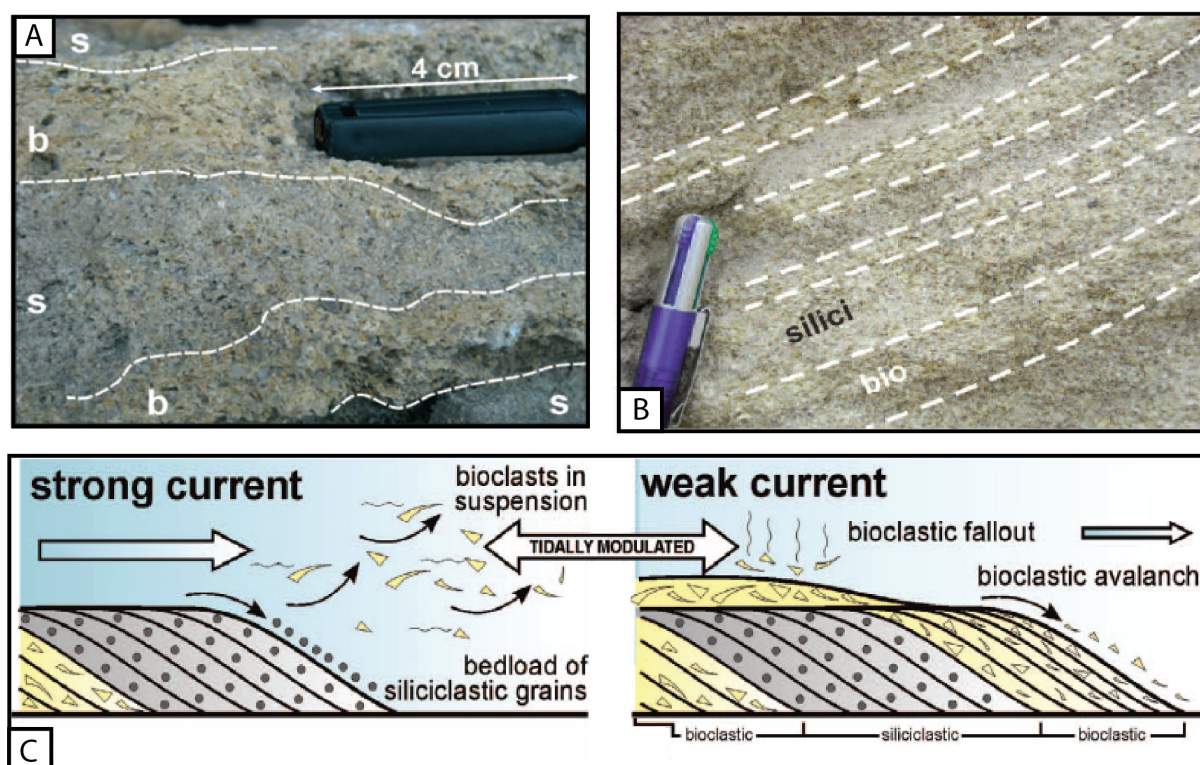


Figure I.2. Ségrégation bio-silicoclastique sous forme de lamination (A – Longhitano *et al.* (2010), B – Chiarella *et al.* (2012)). Les processus de ségrégation expliqués dans le papier de Chiarella et Longhitano (2012) (C).

alors au dépôt de lamines à dominance bioclastique.

Autre exemple dans l'actuel, l'étude de Franzetti *et al.* (2013) sur le "Banc du Four" en Bretagne (détroit de Fromveur, NE de Ouessant) montre une relation particulière entre la hauteur et la longueur d'onde (Figure I.3 – A), ainsi qu'entre la hauteur et l'épaisseur (Figure I.3 – B) des dunes géantes qui forment ce banc subtidal constitué de sédiments mixtes riches en bioclastes. Les auteurs font l'hypothèse que c'est la composition même du sédiment silico-bioclastique qui pourrait en partie expliquer les caractéristiques morphologiques de ce corps sédimentaire.

Les sédiments mixtes silico-bioclastiques qui sont produits dans les zones subtidales les moins profondes, et qui peuvent y former des bancs et des dunes, sont progressivement transférés vers la côte sous l'action des houles et des courants de marée. Mêlés à des bioclastes d'espèces de plus en plus proximales, ces sédiments participent ainsi potentiellement, en fonction des processus hydrodynamiques dominants, à l'édification de barrières littorales ou d'environnements de replats de marée (où une production carbonatée in-situ peut également être dominante). Bádenas *et al.* (2018) reprennent le diagramme ternaire de classification des environnements littoraux clastiques de Boyd *et al.* (1992), modifié par

Yang *et al.* (2005) pour y intégrer les environnements de replats de marée ouverts (*open-coast tidal flats*). Ils y ajoutent le caractère mixte silicoclastique carbonaté des sédiments, au travers d'une synthèse d'études portant sur des environnements mixtes (actuels et fossiles) de côtes dominées par la houle, de replats de marée ouverts, dominés par la houle et la marée, et de replats de marée abrités, dominés exclusivement par des processus tidaux. Dans cette classification, et à part l'étude de Bádenas *et al.* (2018) sur un environnement fossile mésozoïque, aucune étude n'illustre dans l'actuel un environnement de replat de marée ouvert de composition sédimentaire mixte.

Les barrières littorales représentent, selon les estimations, 6 à 15 % du linéaire côtier mondial (FitzGerald *et al.*, 2008 ; Stutz et Pilkey, 2011). Elles constituent une protection naturelle du domaine littoral, en particulier des zones humides basses situées en arrière (Koch *et al.*, 2009). Composées de sédiments grossiers non-cohésifs, les barrières littorales constituent des corps sédimentaires extrêmement dynamiques dont la stabilité au cours du temps répond en permanence à un équilibre entre l'action des vagues et les apports sédimentaires qui les alimentent (Masselink et van Heteren, 2014). Ainsi, toute diminution des apports compromet la stabilité des barrières littorales. Dans le cas de barrières littorales mixtes, la question de leur stabilité dépend donc à la fois des apports silicoclastiques et de la production carbonatée. Dans les environnements de plages dominées par la houle, la proportion de carbonates dans les sables peut parfois atteindre des proportions supérieures à 50 % (e.g. rampe carbonatée nord-est brésilienne – Testa et Bosence, 1998 ; Albino et Suguio, 2011). Dans les environnements de baies ou de replats de marée ouverts, où l'énergie de la houle sur le haut estran est suffisante pour former une barrière littorale, la production carbonatée in-situ est parfois quasiment la seule source de matériel grossier (e.g. Shark bay, Australie – Jahnert *et al.*, 2012). C'est le cas par exemple des

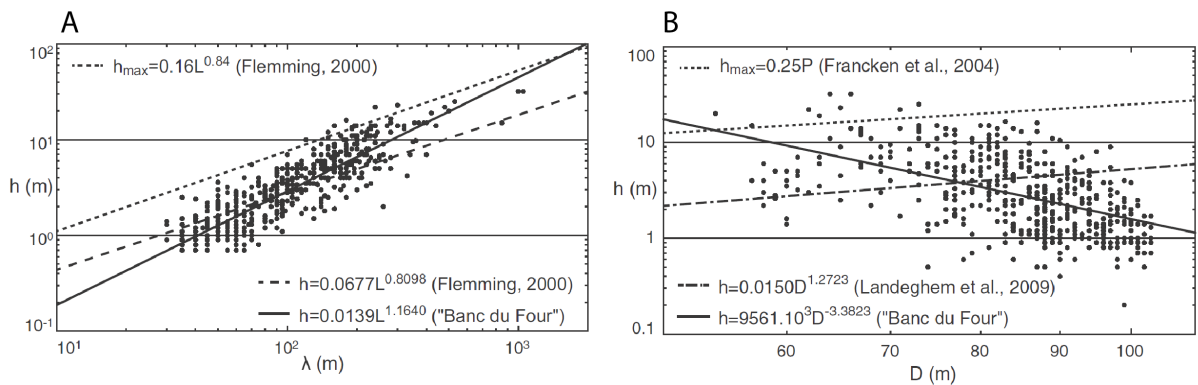


Figure I.3. Relation entre la longueur d'onde et la hauteur (A) et entre la hauteur et l'épaisseur (B) des dunes géantes qui forment le "Banc du Four" (Franzetti *et al.*, 2013).

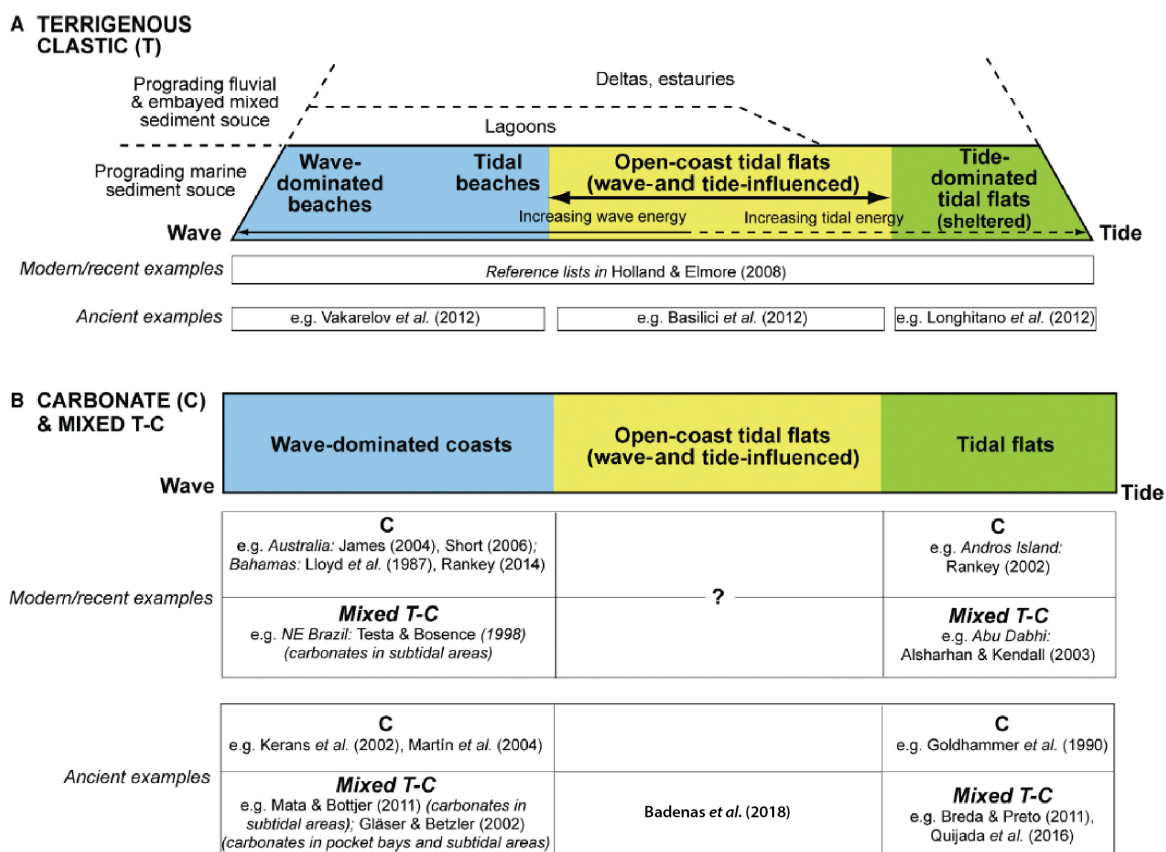


Figure I.4. Classification des différents littoraux en fonction du système binaire marée - houle, dans le cas des domaines sédimentaires mixtes silicoclastique carbonatée. Figure modifiée d'après Bádenas *et al.*, 2018.

cheniers (hors zones deltaïques), ces barrières littorales transgressives ancrées dans des séquences progradantes fines typiques d'environnements de replats de marée (Otvos et Price, 1979). Le diagramme de Bádenas *et al.* (2018) pourrait donc être complété par ces objets sédimentaires.

Dans le cas de ces barrières littorales mixtes à dominante bioclastique, il est donc légitime de s'interroger sur les conséquences possibles d'une modification de la source carbonatée sur leur dynamique et leur stabilité. Les facteurs naturels qui peuvent induire des modifications significatives de ces sources sont nombreuses, comme cela a été vu précédemment, auxquels se rajoutent les facteurs anthropiques directs (anthropisation et exploitation des littoraux) ou indirects (changement climatique).

La baie du Mont-Saint-Michel est un exemple représentatif de ces environnements de replats de marée mixtes silico-bioclastiques. Elle constitue la zone la plus proximale d'une plateforme tidale à très forte production carbonatée, le Golfe Normand-Breton. Les barrières littorales, ou cheniers, qui se développent le long de son littoral sud sont à forte dominance bioclastique, alimentés principalement par la production carbonatée des es-

pèces de mollusques intertidales. Elle est également le lieu d’une exploitation anthropique intense. Nous nous appuyerons donc sur cet exemple de la baie du Mont-Saint-Michel et de ses sédiments bioclastiques pour tenter de répondre à la question des conséquences d’une modification des apports carbonatés sur la stabilité des barrières littorales

I.4 La baie du Mont-Saint-Michel : Exemple d’environnement littoral mixte

I.4.1 Cadre général

La baie du Mont-Saint-Michel est située sur la côte sud de la Manche (N.-O. France), au fond du Golfe normand-breton formé par l’angle entre la presqu’île du Cotentin et les côtes bretonnes. La Manche est un exemple de plateforme épicontinentale mixte en domaine tempéré. Les apports terrigènes actuels sont faibles, cantonnés aux zones littorales à proximité des grands estuaires, et dominés par une granulométrie fine. La couverture sédimentaire silicoclastique est caractérisée par un sédiment grossier (des sables aux galets et blocs) hérité du système fluvial pré-Holocène du fleuve Manche. Ces dépôts forment une couverture sédimentaire de faible épaisseur (quelques mètres), excepté au niveau des paléovallées dont le remplissage peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (Larsonneur *et al.*, 1982 ; Benabdellouahed, 2011). La présence de courants de marée puissants dans cette zone de faible profondeur (< 100 m), combinée aux tempêtes hivernales, permet le maintien d’une colonne d’eau bien mélangée et riche en nutriments inorganiques tout au long de l’année. Ces conditions sont propices à une production carbonatée importante (Migné *et al.*, 1998 ; Golléty *et al.*, 2008 ; Dauvin, 2019), dont les assemblages sont représentatifs des eaux tempérées à froides. Foraminifères et mollusques (Foramol) sont caractéristiques des sédiments carbonatés des approches occidentales de la Manche. Au large des côtes bretonnes, l’abondance des bryozoaires permet la mise en place d’un assemblage de type Bryomol (Bader, 2001). Dans la frange littorale, les mollusques s’associent aux algues rouges (maërl) qui se développent entre 5 et 20 m (parfois 40 m) de profondeur. L’ensemble de ces sédiments mixtes silico-bioclastiques sont remaniés par les puissants courants de marée, et forment un vaste ensemble de bancs tidaux et de lags érosifs (Reynaud *et al.*, 2003). Ainsi, les sédiments de la Manche forment un mélange silico-bioclastique selon un modèle de production in-situ, d’après la terminologie de Mount (1984).

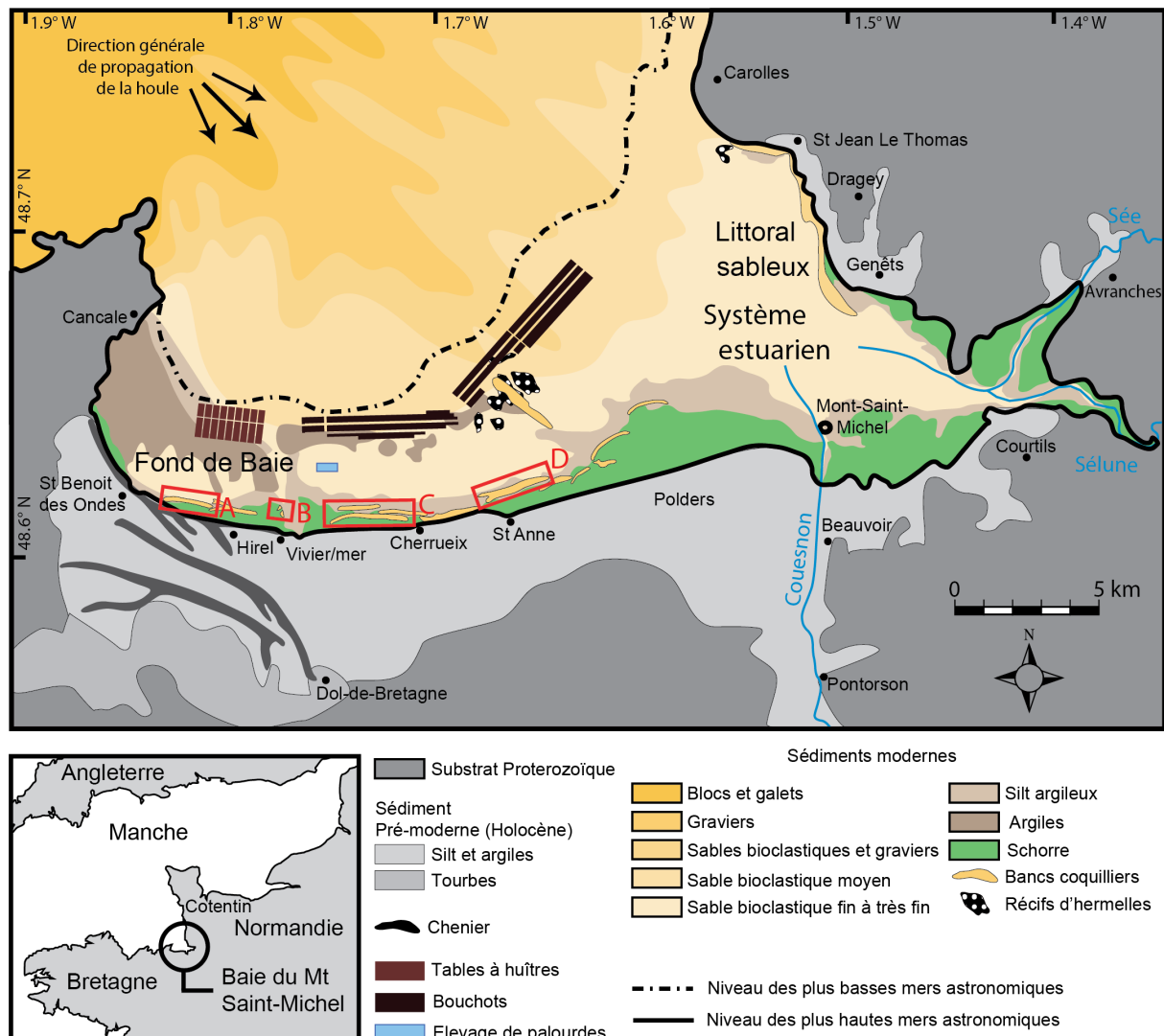


Figure I.5. Carte morpho-sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel. En rouge, les sites de A) Saint-Benoît-des-Ondes, B) Le Vivier-sur-Mer, C) La Laronnière et D) Saint-Anne. (Modifié d'après Weill *et al.* (2013)).

La baie du Mont-Saint-Michel s'inscrit dans ce contexte d'environnement mixte de la Manche. Cette dépression est le résultat de l'incision des schistes protérozoïques (Briovérien) du Massif Armoricaïn au cours des cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire. Elle est fermée par les formations plus résistantes du massif migmatitique de Saint-Malo et du granitoïde cadomien de Carolles. L'intégralité du remplissage sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel, atteignant au maximum 25 m d'épaisseur, est le résultat de la dernière transgression d'âge holocène, et est exclusivement d'origine marine (Billeaud, 2007 ; Tessier *et al.*, 2010).

I.4.2 Contexte hydrodynamique et morpho-sédimentaire

La baie est caractérisée par un régime mégatidal, avec un marnage qui atteint environ 15 mètres lors des marées de vives-eaux équinoxiales. La zone intertidale possède une surface de 250 km² (Larsonneur, 1994). Les courants de marée de type alternatifs dans la partie centrale de la baie peuvent atteindre 3 m s⁻¹ mais s'atténuent vers l'ouest (inférieur à 0,6 m s⁻¹) où ils deviennent giratoires.

Le régime de houle est relativement faible. Les houles les plus importantes sont souvent de secteur Nord-Ouest et possèdent au large des hauteurs significatives pouvant atteindre, voire dépasser 3 mètres (Weill, 2010). Cependant, la houle est réfractée lorsqu'elle entre dans la baie et perd de l'énergie au cours de sa propagation sur le large estran dans des profondeurs d'eau faibles. Son action est amortie à l'ouest alors qu'elle est significative au centre de la baie.

Trois fleuves se jettent dans la partie est de la baie : le Couesnon, la Sée et la Sélune. Ces cours d'eau possèdent de faibles débits, en moyenne de 8 à 15 m³ s⁻¹ (Larsonneur, 1989 ; 1994). La charge solide est pratiquement négligeable. On estime que le volume total annuel provenant du système fluvial ne dépasse pas la moitié du volume sédimentaire remobilisé lors d'un seul cycle de marée (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004).

L'influence de la marée, de la houle et des fleuves, variables dans l'espace, contrôle l'organisation morpho-sédimentaire de la baie du Mont Saint-Michel (Caline, 1982 ; Larsonneur, 1994 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Trois environnements sont distincts dans la baie (Tessier *et al.*, 2006) :

- **L'estuaire de la Sée-Sélune-Couesnon** : la rencontre des trois fleuves à l'est de la baie forme un large système estuarien dominé par les courants de marée. Cet environnement sableux à silteux évolue au grès de la dynamique de migration des chenaux tidaux. Les silts et les sables fins sont composés à plus de 50 % de carbonates (débris de coquilles et foraminifères). Ils forment un sédiment aux propriétés rhéologiques bien particulières, la tanguie (Bourcart et Charlier, 1959) qui présente des caractéristiques de cohésion mécanique en raison de la forme et de l'arrangement des particules sédimentaires, et en l'absence de minéraux argileux. La tanguie est ainsi un sédiment mixte silico-bioclastique, qui présente une hétérogénéité compositionnelle.
- **Le Nord-Est de la baie** : une barrière littorale sableuse est présente à la transition entre le domaine marin ouvert et la marge nord de l'estuaire. Cette zone est exposée

à la houle qui induit une dérive littorale orientée vers le Sud et la construction de flèches sableuses.

- **Le Sud-Ouest de la baie (ou fond de baie)** : Il est caractérisé par un estran très large à pente faible à modérée (2 à 5 %). Protégé des houles les plus fortes par la péninsule de Saint-Malo, ce domaine est propice à une sédimentation fine, présentant un gradient granulométrique croissant d'ouest en est. La baie de Cancale correspond au milieu le plus calme avec la présence de vasières. En se rapprochant de la transition avec l'estuaire, l'agitation et la vitesse des courants de marée augmentent et les sédiments s'enrichissent en silts et en sables. L'estran silto-sableux est le siège d'une intense production carbonatée in-situ, au travers du développement d'espèces de mollusques intertidales. A l'est de la baie au sens strict, à la transition avec le domaine estuarien, s'étend un vaste récif d'hermelles, bioconstruction associée à une colonie d'annélides polychètes (*Sabellaria alveolata*), dont les tubes sont composés de débris bioclastiques millimétriques collés entre eux. Avec une surface supérieure à 200 ha, il s'agit du plus grand récif bioconstruit d'Europe. L'amortissement des houles et des courants par le récif a permis le développement d'un large banc bioclastique (banc de la Grande Bosse). Enfin, la partie inférieure de l'estran est le siège d'une activité conchylicole importante, avec la présence de tables à huîtres en face de la commune d'Hirel, et des bouchots qui s'étendent entre le Vivier-sur-Mer et Sainte-Anne, puis en arrière du récif d'Hermelles vers la zone estuarienne (Fournier, 2013). Bien que généralement calme, le fond de baie est soumis à la propagation de la houle, lors des périodes de tempêtes modérées à fortes de secteur Nord-Ouest à Ouest. La houle et les vagues se propagent donc sur l'estran à marée montante, transportant des sédiments grossiers silico-bioclastiques. Une barrière littorale caractérise par conséquent la limite supérieure de l'estran tout le long de la côte sur du fond de baie. Cette barrière est constituée de bancs bioclastiques coalescents qui se développent en bordure de la digue de la Duchesse Anne de Bretagne (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004 ; Weill, 2010 ; Weill *et al.*, 2012 ; 2013).

La baie du Mont-Saint-Michel possède un substrat sédimentaire hétérogène et donc par conséquent, une macrofaune benthique intertidale également hétérogène. La variabilité des espèces cultivées génère un apport et une diversité supplémentaire de la faune locale. L'énergie croissante vers l'est de la baie engendre un substrat de plus en plus grossier. Ces hétérogénéités spatiales peuvent impacter la composition du sédiment au niveau des barrières. Pour évaluer si la composition sédimentaire évolue le long du litto-

ral, des échantillonnages ont été effectués sur des bancs distants de plusieurs kilomètres. Une analyse de la composition faunistique est effectuée (analyse photo, prélèvements). L'évaluation du degré de mixité du sédiment de deux zones les plus éloignées est réalisé par calcimétrie.

I.4.3 Composition faunistique de la barrière littorale le long de la partie occidentale de la baie

La contribution des différentes espèces de mollusques à la production de particules bioclastiques composant les bancs coquilliers qui forment la barrière littorale le long de la côte sud de la baie du Mont-Saint-Michel a été déterminée. Des prélèvements ont été effectués, complétés par une analyse photographique de la surface des bancs. Entre 30 et 80 kg de coquilles entières ont été échantillonnées au niveau des dépôts de laisses ou au sommet de trois bancs distincts (Saint-Benoît-des-Ondes, Le Vivier-sur-Mer et La Laronnière – Figure I.5). Les espèces ont ensuite été déterminées puis pesées pour obtenir la composition massique des bancs. Les pourcentages obtenus représentent une moyenne de la composition de surface et de sub-surface (10 à 20 cm en-dessous de la surface). La composition de surface pouvant être hétérogène spatialement, les échantillonnages ont été effectués sur une zone assez large (200 m²) afin de caractériser au mieux la composition globale des bancs. Une photographie, caractéristique de l'hétérogénéité globale du sédiment, a été prise sur le banc du Vivier-sur-Mer (Figure I.6 – B) et quatre au niveau de La Laronnière (hétérogénéité spatiale plus prononcée, figure I.6 – A). Les photographies ont été réalisées à environ 1 mètre du sol avec une résolution de 300 ppp. L'analyse d'image (AI) a été réalisée à l'aide du logiciel JMicrovision (Tableau I.1). Le logiciel détermine des

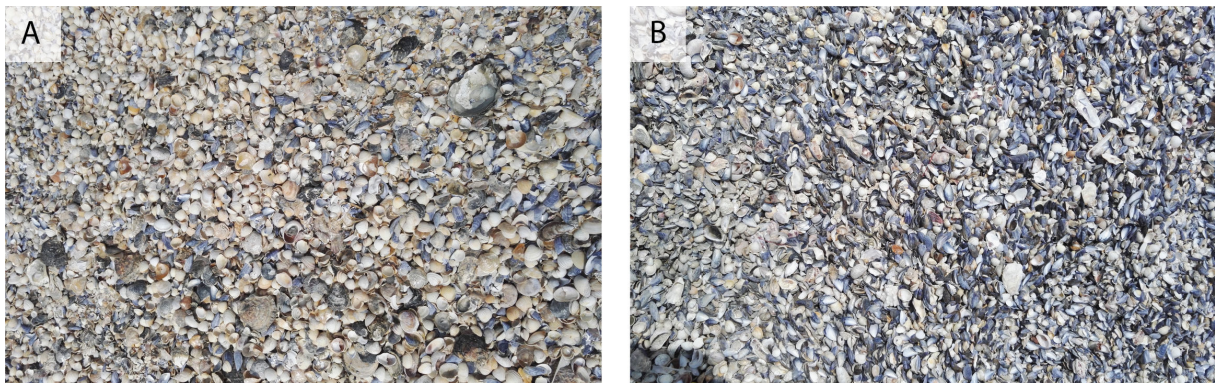


Figure I.6. Photographies de la surface du banc situé à La Laronnière (A) et au Vivier-sur-Mer (B)

Tableau I.1. Composition massique des bancs échantillonnés dans la baie du Mont-Saint-Michel. Les données par analyses des masses et analyse d'image (AI) sont présentées. Les valeurs sont exprimées en pourcentage.

Espèces	Saint-Benoît-des-Ondes	Le Vivier-sur-mer		La Laronnière	
	% masse	% masse	% AI	% masse	% AI
<i>Crepidula fornicata</i>	4,2	10,6	5,2	8,0	4,3
<i>Scrobicularia plana</i>	10,6	0,6	0,3	0,1	0,1
<i>Cerastoderma edule</i>	28,6	18,0	21,2	49,6	52,9
<i>Ruditapes sp</i>	13,0	0,4	0,0	3,3	1,1
<i>Mytilus edulis</i>	0,2	42,2	62,7	4,9	20,2
<i>Anomia ephippium</i>	1,0	0,4	0,7	8,7	8,9
<i>Magallana gigas</i>	35,1	12,7	4,3	1,3	0,2
<i>Ostrea edulis</i>	6,0	0,6	0,2	20,6	7,5
<i>Spisula sp</i>	0,0	0,3	0,2	0,9	1,5
<i>Macoma sp</i>	0,1	3,2	0,0	0,4	1,0
<i>Ensis sp</i>	0,1	0,1	0,5	0,6	1,1
<i>Gasteropoda sp + Pecten sp</i>	1,1	5,0	4,8	1,6	1,3
Graviers (schiste ou cornéennes)	0,1	5,8	0,0	0,1	0,0

points de façon aléatoire sur le cliché, et l'opérateur détermine l'espèce pour chaque point. Si le point se situe au niveau d'un débris ou d'une coquille, l'espèce est reconnue, mais si l'un des points suivants se retrouve au niveau d'un fragment déjà déterminé, celui-ci est ignoré. Entre 500 et 600 débris coquilliers et coquilles entières (pluri-millimétriques à pluri-centimétriques) ont été déterminés sur chaque image. Généralement, les proportions sont relativement proches quelle que soit la méthode utilisée. Cependant, il existe parfois des différences significatives pour certaines espèces. Les proportions ne sont pas toujours les mêmes entre la surface et la sub-surface.

Treize espèces différentes ont été identifiées entre les trois sites (Tableau I.1). La quasi totalité des espèces sont des mollusques bivalves. Les espèces principales sont caractéristiques du replat de marée : *Cerastoderma edule* (coque), *Macoma balthica* (telline baltique), *Scrobicularia plana* (scrobiculaire), associées à des espèces cultivées telles que *Crassostrea gigas* (huître creuse), *Ruditapes sp* (palourde), *Mytilus edulis* (moule), et à une espèce introduite, *Crepidula fornicata* (crépidule). Les espèces constituant les bancs proviennent des espèces autochtones et celles cultivées sur l'estran.

A l'ouest, vers Saint-Benoît-des-Ondes, le banc est composé en majorité de *Magallana gigas* (35,1 %), de *Cerastoderma edule* (28,6 %), de *Ruditapes sp* (13,0 %) et de *Scrobicularia plana* (10,6 %) (Figure I.7, Tableau I.1). Le banc est localisé en face des tables à huîtres

(Figure I.7 – A) ce qui explique la dominance de *Magallana gigas* dans la composition faunistique.

Plus à l'est, au Vivier-sur-Mer, des bancs apparaissent bleus sur les photos aériennes. Ils sont principalement composés des espèces cultivées *Mytilus edulis* (42,2%) et *Magallana gigas* (12,7%) ainsi que de l'espèce introduite *Crepidula fornicata* (10,6%) (Figure I.7 – B). En surface, la proportion de *Mytilus edulis* atteint 62,7% (Tableau I.1). Les coquilles sont essentiellement juvéniles et se sont accumulées sur ces bancs car ils se situent entre l'extrémité est des tables à huîtres et l'extrémité ouest des bouchots (Figure I.5). Le matériel de ces bancs est donc à plus de 65 % d'origine anthropique, soit en lien avec les activités conchylicoles, soit due à l'introduction d'espèce.

Enfin, à La Laronnière, les bancs sont composés majoritairement par l'espèce *Cerastoderma edule* (49,6%), puis par *Ostrea edulis* (20,6%) et *Anomia ephippium* (8,7%) (Figure I.7 – C, Tableau I.1). Ce sont des espèces autochtones qui composent à plus de

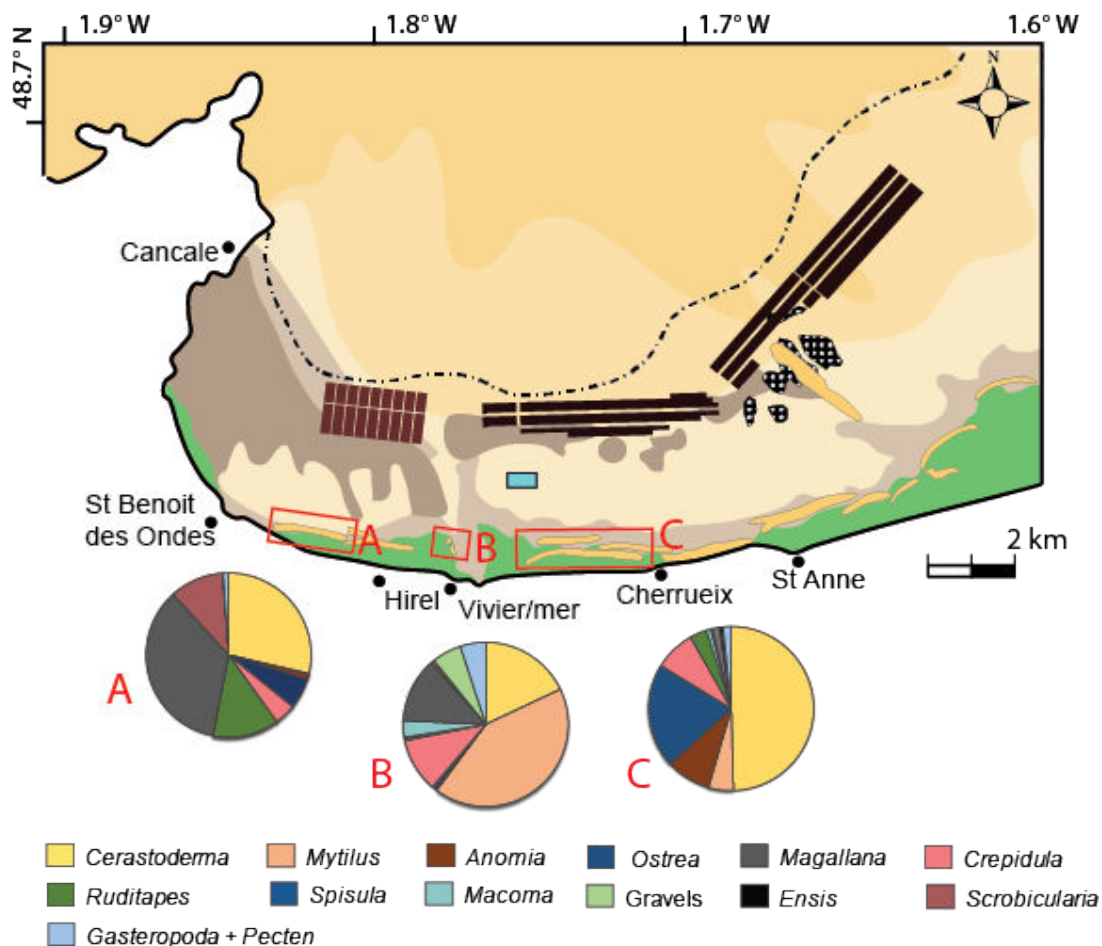


Figure I.7. Localisation et composition des bancs échantillonnés dans la baie du Mont-Saint-Michel. Seule la légende des espèces est représentée, pour connaître celle de la carte, se référer à la figure I.5

80 % ce banc. Plus à l'est, vers St-Anne, les bancs sont également composés de particules de maërl (algue rouge calcaire).

Sur une distance d'environ 10 - 15 km, la composition sédimentaire varie très fortement, que ce soit au niveau de la diversité des espèces, la présence de maërl, ou du mélange entre les particules bioclastiques / silicoclastiques.

I.4.4 Composition mixte silico-bioclastique

Afin de caractériser la composition lithologique des sédiments qui composent la barrière littorale, en particulier le rapport silicoclastique/bioclastique, deux échantillons distants ont été prélevés (Hirel et St-Anne, figure I.5 – A et D) et analysés par calcimétrie Bernard.

La méthode de calcimétrie utilisée consiste à mesurer le volume de CO₂ dégagé dans un tube manométrique gradué après l'attaque du sédiment à l'acide chloridrique, selon la formule suivante : $\text{CaCO}_3 + 2 \text{HCl} \longrightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \nearrow$. Le volume de gaz produit par la réaction (V) est calculé en soustrayant le volume de l'échantillon final du volume initial. Le pourcentage de CaCO₃ est enfin obtenu grâce aux équations suivantes :

$$\% \text{CaCO}_3 = V * \frac{K}{m} \quad (\text{I.1})$$

avec m la masse du sédiment final et K un coefficient correcteur (correction de l'effet de la température et de la pression)

$$K = \frac{0,154 * P}{273 + T} \quad (\text{I.2})$$

avec P la pression atmosphérique et T la température au moment de l'analyse.

La figure I.8 représente l'évolution du taux de CaCO₃ des deux échantillons en fonction du diamètre de tamis. L'échantillon d'Hirel présente un faible pourcentage de CaCO₃ pour une granulométrie fine (inférieur à 0,25 mm). Le taux de CaCO₃ atteint au minimum 30 % pour la fraction granulométrique 0,125 – 0,16 mm. Cette proportion devient supérieure à 85 % pour des grains de taille supérieure à 0,4 mm. La partie silicoclastique est donc concentrée dans les sédiments les plus fins tandis que les sédiments carbonatés sont particulièrement présents dans la fraction grossière. Les photos A, B et C de la figure I.8 montrent principalement des grains de quartz émoussés subsphériques et quelques spicules d'éponge pour un sédiment fin. Plus le sédiment est grossier, plus la fraction coquillière est importante. Des débris d'ophiure peuvent être présents, mais en quantité très limitée (Figure I.8 – B). La proportion de CaCO₃ de l'échantillon total est estimé à 76 %.

Dans le cas du sédiment issu de la barrière située à Saint-Anne, l'évolution du pourcentage de CaCO_3 est différente. Globalement, les taux sont inférieurs à ceux issus du sédiment d'Hirel pour des diamètres supérieurs à 0,5 mm, mais ils sont supérieurs pour les fractions plus fines (inférieurs à 0,5 mm). La photo 1 de la figure I.8 montre la présence de grains de quartz émoussés subsphériques mais également une quantité importante de débris d'ophiures et de spicules d'éponge. Lorsque le taux de CaCO_3 est maximal, le sédiment est enrichi en fragments de maërl, débris d'ophiures ainsi qu'en débris de mollusques (Figure I.8 – 2). Les sédiments les plus grossiers sont composés de débris de mollusques, de fragments de maërl et de grains de schistes et de cornéennes (Figure I.8 – 3). Cependant la quantité de fragments coquilliers semble être plus faible comparée au sédiment échantillonné à Hirel. Les récifs d'hermes, présents en face de la barrière de St-Anne (Figure I.5), utilisent une partie du stock bioclastique grossier pour construire les massifs (Fournier, 2013), appauvrissant la côte de ces éléments. La proportion de CaCO_3 de l'échantillon total est estimée à 64 %. Le sédiment possède donc une proportion en

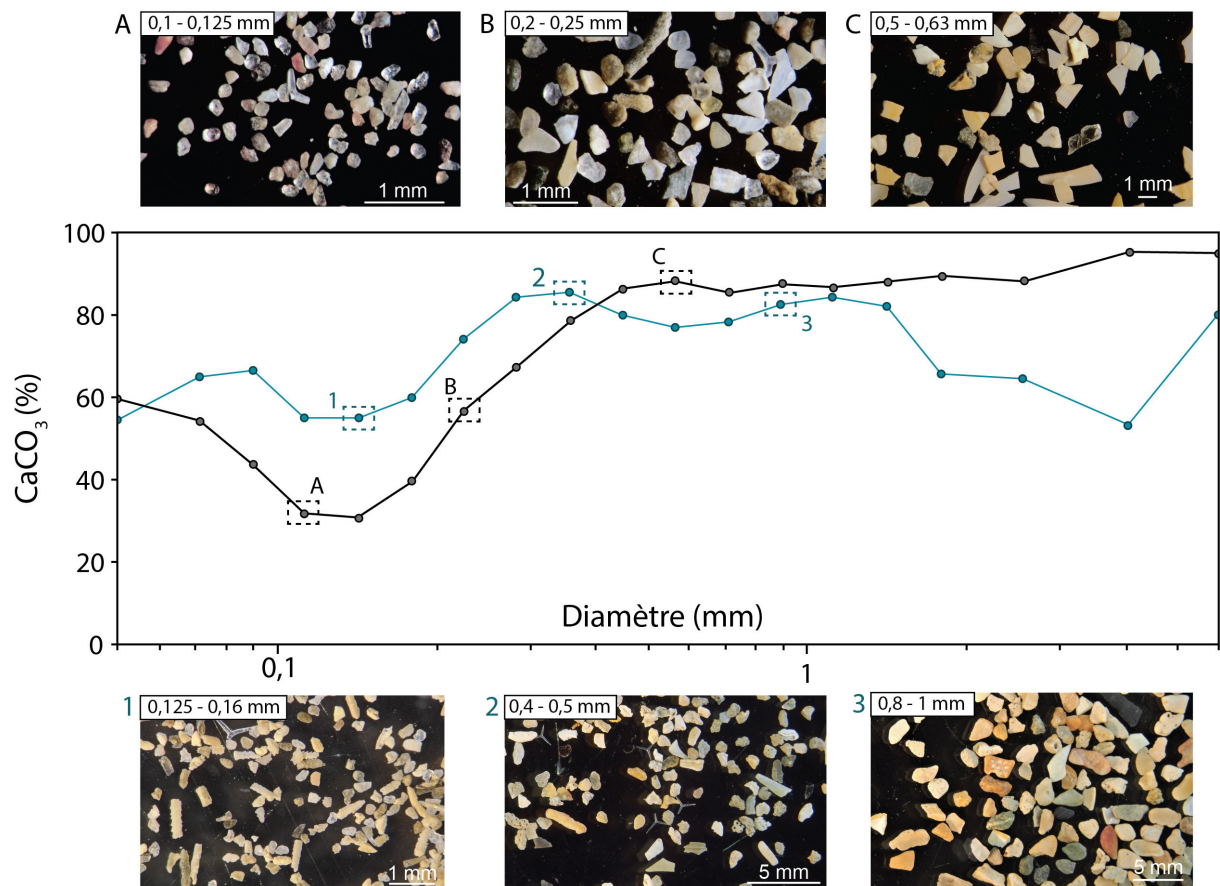


Figure I.8. Évolution de la proportion de CaCO_3 en fonction du diamètre de tamis. La courbe noire représente l'échantillon prélevé à Hirel, et la courbe bleue, l'échantillon issu de Sainte-Anne.

particules silicoclastiques plus importante que le site localisé plus à l'ouest. La fraction carbonatée est principalement située dans la fraction supérieure à 0,5 mm (où le sédiment est appauvri en débris coquilliers).

Une variabilité spatiale importante existe donc au niveau du sud-ouest de la baie du Mont-Saint-Michel. Le sédiment est plus riche en débris bioclastiques dans la partie ouest et la part carbonatée diminue de plus de 10 % vers l'est du fond de baie. Cette proportion entre les particules bioclastiques et silicoclastiques varie dans l'espace, notamment à cause de la nature du substrat et des conditions hydrodynamiques du milieu (Thorson, 1957 ; Holme, 1961 ; Beukema *et al.*, 1982 ; Thorin *et al.*, 2001 ; Tomašových *et al.*, 2018), mais peut également subir des fluctuations dans le temps. Ces changements peuvent être liés à des facteurs d'origines naturelles comme les variations climatiques (Dauvin, 1993 ; Hewitt *et al.*, 2016), populationnelles ou les fluctuations du niveau marin (Poirier *et al.*, 2009), mais, à une échelle de temps récente, nombreux sont liés aux activités anthropiques tels que le développement de la conchyliculture, l'évolution des pratiques de pêche, l'introduction d'espèces dont certaines revêtent un caractère envahissant (Leppäkoski *et al.*, 2002 ; Allendorf et Lundquist, 2003) ou encore l'évolution des apports (nutriments, sédiments fins). Parallèlement, la proportion des apports silicoclastiques varie en fonction de l'intensité de l'érosion des fonds et du trait de côte (en lien avec les conditions climatiques et le niveau marin – Masselink et van Heteren, 2014), ainsi que le développement des exploitations de granulats marins.

I.5 Conclusion et rappel de la problématique de l'étude

Les sédiments côtiers peuvent être constitués d'un mélange de particules silicoclastiques et de débris carbonatés. Peu de recherches dans les environnements actuels s'intéressent à l'impact du caractère mixte et hétérogène des sources sédimentaires sur l'architecture des barrières littorales. La proportion entre les grains silicoclastiques et bioclastiques peut varier dans le temps et dans l'espace naturellement (variation climatique, niveau de la mer) ou sous l'influence d'activités d'origine anthropique (conchyliculture, pêche, introduction d'espèces, impact de l'exploitation de granulats marins). Les enregistrements sédimentaires typiques des environnements côtiers mixtes démontrent au travers des litages et corps sédimentaires préservés qu'il existe des processus de ségrégation reflétant des comportements hydrodynamiques différents entre les particules silicoclastiques

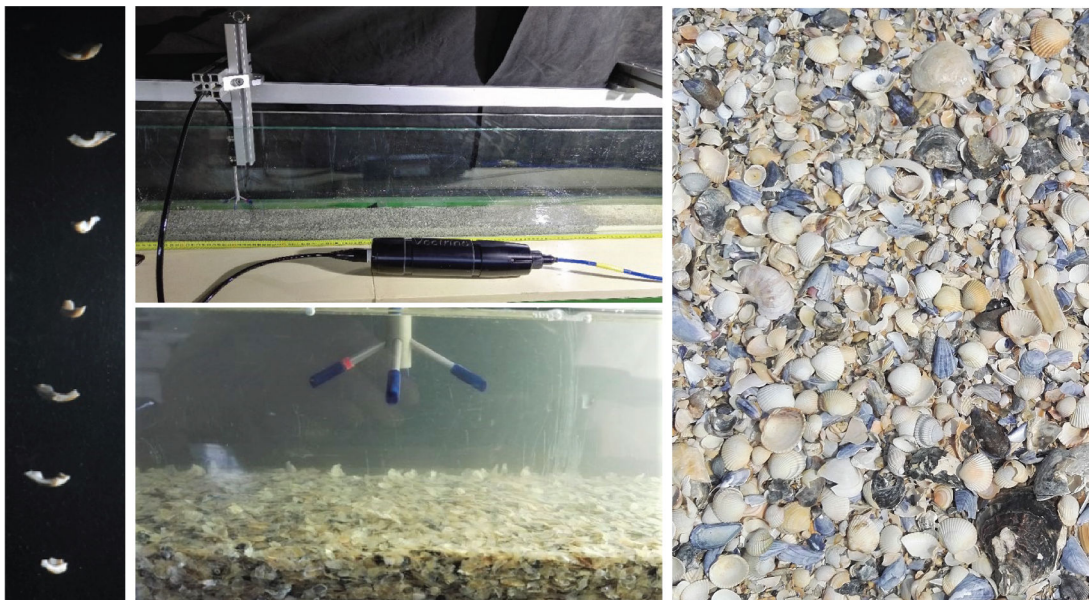
et bioclastiques. Si la proportion entre le matériel terrigène et carbonaté évolue dans le temps, il est possible que la dynamique de ces environnements littoraux soit impactée, en particulier celle des barrières littorales qui peuvent être associées à ces environnements comme en baie du Mont-Saint-Michel. C'est donc dans l'optique d'évaluer l'impact d'un changement de composition d'un mélange silico-bioclastique dans les processus de construction d'une barrière littorale que le présent travail a été mené. Deux problématiques ont été abordées :

- Dans certains environnements de faible énergie et de productivité biologique élevée, les débris biogéniques peuvent largement dominer la composition globale des sédiments. Ces particules ont des formes très éloignées de grains de silice subsphériques. La coexistence de différentes espèces dans le même milieu contribue à la formation d'un sédiment hétérogène en terme de formes et de tailles. Dans le but de comprendre l'implication de ces différences sur le transport sédimentaire, il est important de s'intéresser au comportement hydrodynamique des particules bioclastiques ainsi qu'à l'influence de la composition faunistique. La caractérisation des différentes espèces bioclastiques utilisées (densité, structure interne) a été effectuée avant d'utiliser ce matériel pour des expérimentations physiques. Des mesures en canal à courant unidirectionnel, ainsi qu'en colonne de sédimentation, ont visé à comprendre et comparer le comportement de fragments bioclastiques d'espèces différentes dans un fluide au repos et lorsqu'ils sont structurés en lit sédimentaire.
- Les environnements sédimentaires silico-bioclastiques peuvent évoluer dans le temps. Des variations de la proportion entre les deux faciès peuvent affecter la morphologie et l'architecture des barrières littorales. Le rôle de la composition sédimentaire dans la dynamique de construction des barrières littorales est donc étudié en réalisant différentes expérimentations physiques en canal à houle. Trois compositions ont été utilisées (100% bioclastique ; 50/50 silico-bioclastique ; 75% silico/ 25% bioclastique). Le suivi et la comparaison de la morphologie et l'architecture interne des trois modèles de barrières ainsi modélisées mettent à jour des différences significatives en lien direct avec les processus de ségrégation et de transport s'opérant à partir du mélange sédimentaire dans la zone de déferlement, de jet de rive et de débordement.

Chapitre II

Comportement hydrodynamique de débris bioclastiques : influence de la composition faunistique

*Rieux A., Weill P., Mouazé D., Poirier C., Nechenache F., Perez L., Tessier B. (2018). Threshold of motion and settling velocities of mollusc shell debris : Influence of faunal composition. **Sedimentology***



II.1 Introduction

La compréhension du comportement hydrodynamique des particules sédimentaires est fondamentale pour affiner l'interprétation des environnements de dépôt des archives fossiles mais également pour améliorer les modèles numériques prédictifs dans le but de prévoir l'évolution des littoraux et de perfectionner la gestion des zones côtières. Le comportement hydrodynamique des sédiments est généralement caractérisé expérimentalement par la détermination : (i) du seuil de mise en mouvement, qui correspond à l'initiation de l'érosion du lit sédimentaire, et (ii) la vitesse de chute dans un fluide au repos, qui détermine le comportement de la particule.

Depuis le travail pionnier de Shields (1936), de nombreuses études expérimentales en canaux ont permis la caractérisation des seuils d'entraînement de particules de nature très variée : sable naturel, graviers, grains de quartz, minéraux lourds ou particules artificielles (billes de verre, particules plastiques de diverses formes). Les résultats sont compilés dans plusieurs articles tels que Miller *et al.* (1977), Paphitis (2001) ou Simões (2014). Ces études ont conduit à l'établissement de courbes empiriques proches de celles de Shields (1936) reliant un paramètre sans dimension représentant la contrainte de cisaillement au seuil de mise en mouvement d'une particule (paramètre de Shields) à une forme adimensionnelle de son diamètre (nombre de Reynolds de grain)¹. L'importante dispersion des données autour des courbes empiriques a conduit ces auteurs à proposer des enveloppes de seuil plutôt que de simples courbes (Figure II.1, Paphitis, 2001). Cette représentation permet de tenir compte de la forme irrégulière des particules naturelles, de considérer les incertitudes dans la définition du seuil de mise en mouvement et la nature stochastique des processus de turbulence et d'érosion.

Contrairement aux sédiments silicoclastiques, les études qui considèrent les conditions d'entraînement des particules bioclastiques sont plus rares. De telles recherches revêtent une grande importance car les sédiments carbonatés prévalent souvent dans les régions côtières tropicales et tempérées, à la fois dans les environnements actuels et fossiles, et présentent une grande diversité de formes par rapport aux particules présentes dans la plupart des sables détritiques. Prager *et al.* (1996) ont montré que les valeurs critiques de contraintes de cisaillement de sables, plus ou moins bien triés, dérivés des environnements récifaux, sont inférieures aux valeurs classiques du sable quartzique en raison de la forme et de la densité des particules. Ils observent également que les techniques de tamisage ne

1. Le paramètre de Shields et le nombre de Reynolds de grain sont définis dans la section I.4.2.3

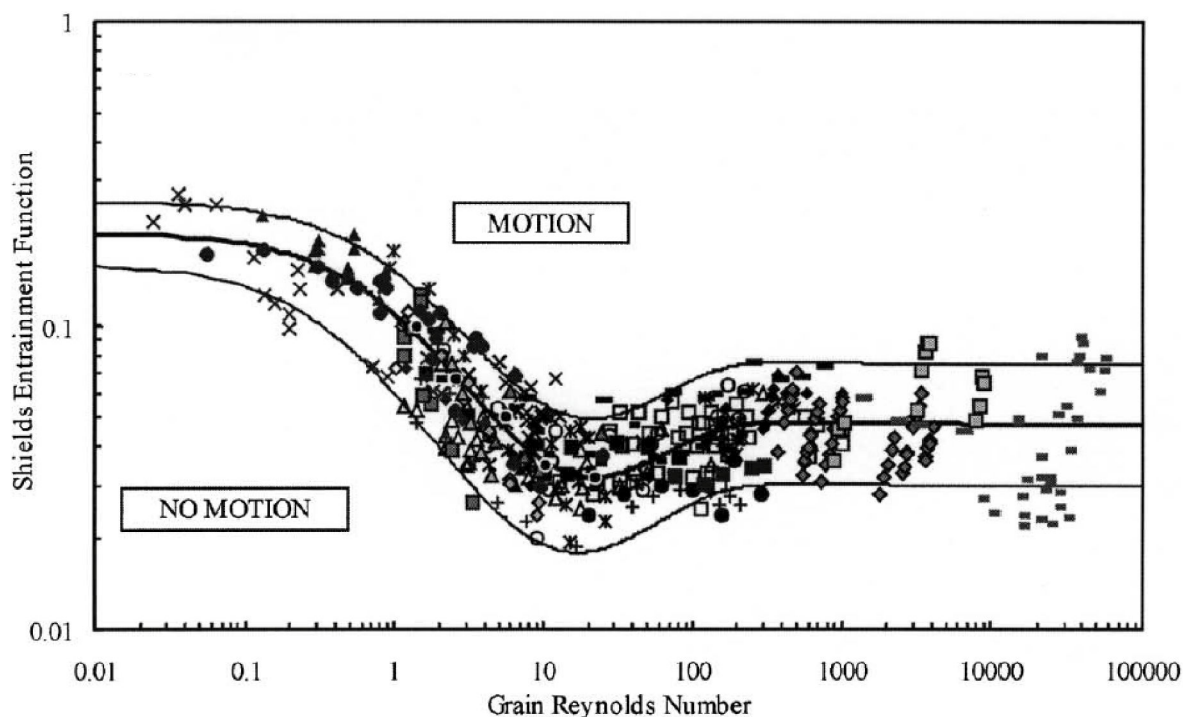


Figure II.1. Paramètre de Shields au seuil de mise en mouvement en fonction du nombre de Reynolds (Paphitis, 2001). La courbe moyenne est tracée (trait noir plus épais) ainsi que l'enveloppe calculée par Paphitis (2001), qui englobe plus de 91,5 % des points qui proviennent d'une trentaine d'études différentes.

correspondent pas à un tri hydraulique, et ne sont pas forcément appropriées à ce type de sédiment. Smith et Cheung (2004) ont constaté que les seuils de mise en mouvement des sables carbonatés sont proches de la courbe de prédiction moyenne de Shields mais il existe un décalage. La contrainte totale cisailante nécessaire à mettre en mouvement le sédiment est plus importante pour un écoulement hydrauliquement lisse alors qu'elle est plus faible dans le cas d'un écoulement hydrauliquement rugueux. Ils évoquent ainsi l'importance de la taille et de la forme des particules carbonatées dans les processus de transport du sédiment. Par rapport au diamètre nominal, le diamètre équivalent, dérivé de la vitesse de sédimentation des particules, semble être un paramètre pertinent pour décrire plus précisément le comportement hydrodynamique des sédiments carbonatés tropicaux à sub-tropicaux (Kench et McLean, 1996 ; Smith et Cheung, 2004 ; Flemming, 2017).

Les carbonates d'eaux tempérées à froides ont été très peu étudiés par rapport à leurs homologues d'eaux chaudes (James et Clarke, 1997). Dans ces environnements, les sédiments carbonatés sont principalement bioclastiques, et composés de débris de mollusques (bivalves et gastéropodes), de restes squelettiques (Kidwell, 2013) ou moins fréquemment d'algues coralliennes (Joshi *et al.*, 2014 ; 2017), de bryozoaires ou de crustacés. Paphitis

et al. (2002) ont étudié le seuil d'entraînement des débris de coques et de moules dont les diamètres de tamis étaient compris entre 0,3 et 0,8 mm. Ils ont montré que la prédiction du seuil d'entraînement de ces sédiments est sensiblement améliorée lorsque le nombre de mobilité² et le diamètre équivalent sont préférés au paramètre de Shields et au diamètre de tamis. Ces deux espèces de mollusques présentent également des différences non négligeables en terme de seuils de mise en mouvement. Concernant des débris de coquille plus grossiers, Weill *et al.* (2010) ont suggéré que le diamètre équivalent n'est pas la bonne échelle de longueur à considérer pour le seuil d'entraînement. En effet, la forme très aplatie des particules bioclastiques, entraînant une faible vitesse de chute, fournit une stabilité et un armurage lorsqu'elles sont structurées en lit sédimentaire.

La vitesse de chute est également un paramètre essentiel pour une meilleure compréhension du comportement hydrodynamique des sédiments car elle influence fortement le transport, le dépôt et le tri des particules. Les premières recherches se sont intéressées à la chute libre de billes de verre dans un fluide visqueux, et ont abouti à des équations empiriques reliant le diamètre d'une particule à sa vitesse de chute (Figure II.2, Stokes (1851) ; Oseen (1927) ; Rubey (1933) ; Gibbs *et al.* (1971) ; Janke (1965) ; Van Rijn (1993)). L'influence de la forme d'un grain sur sa vitesse de chute a été déterminée dans un premier temps en étudiant des grains artificiels de différentes densités (McNown et Malaika, 1950 ; Komar et Reimers, 1978 ; Field *et al.*, 1997). Maiklem (1968) a été le premier à étudier le comportement de grains bioclastiques en chute libre. Bien que la forme des particules contrôle principalement la trajectoire de sédimentation, Maiklem (1968) a montré que la vitesse de chute dépend également de la densité apparente, de la taille et de l'angularité de la particule. Braithwaite (1973) a réalisé une étude similaire sur du sable carbonaté provenant d'environnements récifaux et a défini quatre régimes de chute : en trajectoire rectiligne, hélicoïdale, en spirale et en spirale instable. Le comportement en chute libre d'un sable biogénique tropical a été étudié plus en détails par Kench et McLean (1996). Dans le cas de carbonates d'eaux tempérées, un nombre plus restreint de recherches a été effectué, sur des coquilles de bivalves entières (Allen, 1984), des fragments de coquilles (Paphitis *et al.*, 2002 ; Weill *et al.*, 2010), et des algues coralliennes (Joshi *et al.*, 2014). Ces études ont montré des différences par rapport à des particules terrigènes (Figure II.2). De plus, la vitesse de sédimentation de foraminifères fossiles a été mesurée et utilisée pour interpréter les environnements de dépôts fossiles (Jorry *et al.*, 2006). De nombreuses recherches utilisent la vitesse de chute pour obtenir une meilleure estimation de la taille des particules. Cette vitesse peut être utilisée comme une alternative au diamètre de tamis, à

2. Le nombre de mobilité est définis dans la section I.4.2.4

travers le diamètre de sédimentation équivalent. En effet, indépendamment du paramètre de taille, la vitesse de chute dépend des propriétés des particules telles que la forme, la rugosité et la densité qui sont essentiels dans le comportement hydrodynamique global. Ceci se vérifie particulièrement lorsque la forme des grains diffère fortement de celle d'une sphère, comme pour des particules bioclastiques. Les différences de taille de grain obtenues entre le tamisage et les mesures de vitesse de sédimentation ont été étudiées pour différents sables naturels (Sengupta et Veenstra, 1968 ; Komar et Cui, 1984 ; Smith et Cheung, 2002 ; 2003), et ont été utilisées pour réinterpréter l'énergie des environnements de dépôt (Kench et McLean, 1996 ; 1997 ; Flemming, 2017). Enfin, quelques auteurs recommandent l'utilisation du diamètre de sédimentation équivalent (ou des vitesses de chute) pour améliorer la prédiction de l'initiation du mouvement de particules sédimentaires (Collins et Rigler, 1982 ; Paphitis *et al.*, 2002). Cependant, Weill *et al.* (2010) a montré que le diamètre de sédimentation n'est pas un paramètre adapté pour prédire les seuils de mise en mouvement de particules bioclastiques grossières car les fragments possèdent une bonne résistance à l'écoulement lorsqu'ils sont structurés en lit sédimentaire, malgré de faibles vitesses de chute.

Les communautés de mollusques benthiques et d'autres organismes marins producteurs de carbonate peuvent varier spatialement à l'échelle régionale, selon le substrat de sédiments, l'approvisionnement alimentaire et les conditions hydrodynamiques (Thorson, 1957 ; Holme, 1961 ; Beukema *et al.*, 1982 ; Thorin *et al.*, 2001 ; Tomašových *et al.*, 2018). Les assemblages actuels sont soumis à des changements dans le temps en raison

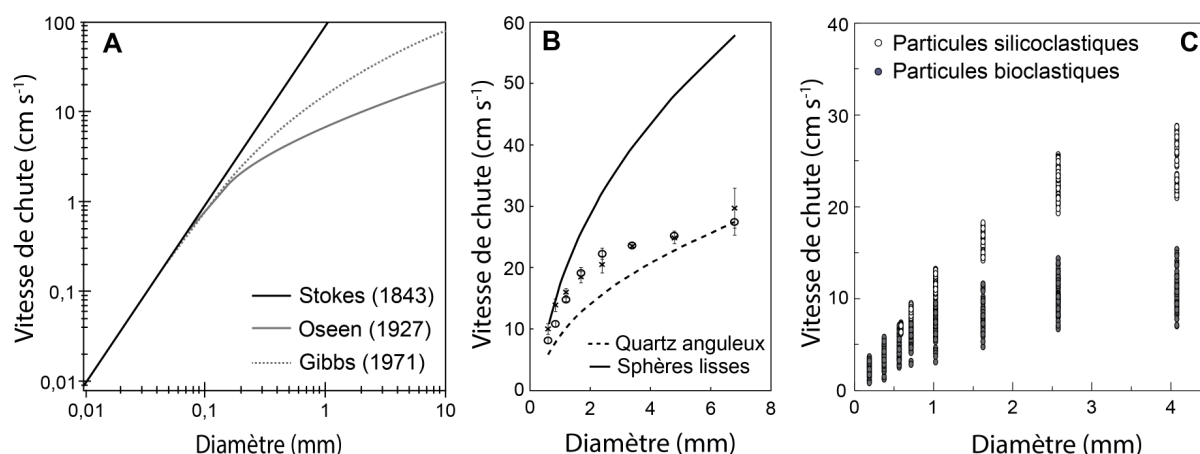


Figure II.2. Vitesse de chute terminale en fonction du diamètre pour des particules sphériques (A – d'après l'équation théorique de Stokes et les équations expérimentales de Oseen (1927) et de Gibbs *et al.* (1971)), des algues coralliennes (B – d'après Joshi *et al.* (2014)) et des particules silicoclastiques et bioclastiques (C – d'après Weill (2010) ; Weill *et al.* (2010)).

des fluctuations climatiques naturelles ou du changement climatique anthropique (Hewitt *et al.*, 2016). En outre, le développement de la conchyliculture et l'introduction d'espèces non indigènes peuvent entraîner des changements drastiques dans les communautés benthiques locales (Halpern *et al.*, 2008). La variabilité spatio-temporelle dans la diversité et la structure des communautés de mollusques, dans lesquelles les espèces ont une structure et une composition de coquille différentes, devrait avoir une conséquence sur la composition des sédiments mixtes silico-bioclastiques et sur les caractéristiques des particules bioclastiques produites.

Ainsi l'objectif de nos travaux présentés dans ce chapitre est de mettre en évidence des éventuelles différences de comportement hydrodynamique. Cette recherche expérimentale s'organise en quatre axes : (a) une analyse du matériel coquillier utilisé dans les expérimentations, (b) la mesure des vitesses de chute de différentes combinaisons diamètre/espèce, (c) la détermination des seuils critiques de mise en mouvement et des contraintes totales sur le fond qui y sont associées, et enfin, (d) la comparaison des résultats obtenus avec les recherches disponibles étudiant du matériel carbonaté.

II.2 Matériel sédimentaire

II.2.1 Échantillonnage des sédiments coquilliers

Le matériel sédimentaire utilisé dans les expérimentations est constitué de sable homogène mono-spécifique. Les coquilles entières ont été prélevées à Saint-Benoît-des-Ondes, Le Vivier-sur-Mer et La Laronnière, dans la baie du Mont-Saint-Michel (I, Figure I.7). Huit espèces principales de mollusques, représentatives de la composition faunistique de la zone (Thorin *et al.*, 2001), ont été retenues. Ce sont des espèces caractéristiques du replat de marée, à savoir *Cerastoderma edule*, *Scrobicularia plana*, *Ostrea edulis* associées à des espèces cultivées telles que *Magallana gigas*, *Ruditapes sp*, *Mytilus edulis*, et l'espèce introduite *Crepidula fornicata* (Figure II.3). Les noms de genre des coquilles seront utilisés par la suite.

Ces huit espèces sont présentes dans la Manche mais sont représentatives d'une plus grande zone géographique et notamment de l'océan Atlantique Nord. On retrouve également certaines espèces telles que *Mytilus*, *Magallana*, *Ruditapes* et *Anomia* sur les côtes de l'océan Pacifique (Figure II.4). Dans le but de mieux comprendre les différences interspécifiques, une fois échantillonnées sur le terrain, les coquilles ont été triées en laboratoire. Elles ont ensuite été lavées puis séchées en étuve avant d'être brisées à l'aide d'un mar-

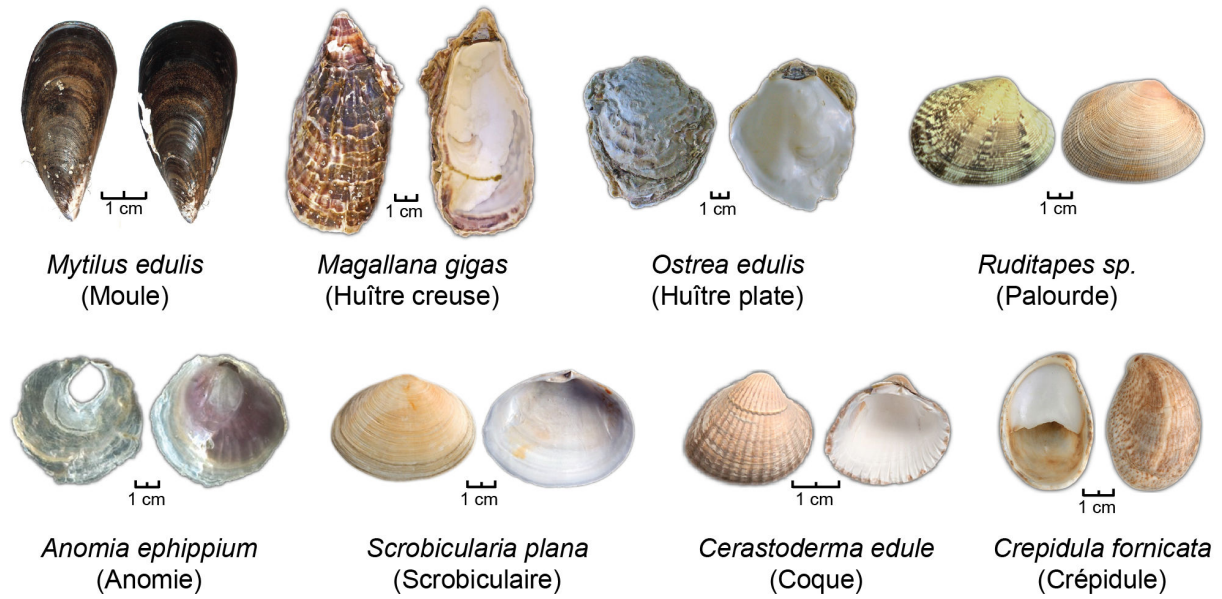


Figure II.3. Photographies des huit espèces de mollusques utilisées pour les expériences, collectées sur une barrière littorale coquillière dans la baie du Mont-Saint-Michel

teau. Au cours du processus de fragmentation, des différences notables ont été observées entre certaines espèces en terme de résistance mécanique, de forme et de taille des débris obtenus. Les espèces *Crepidula*, *Cerastoderma* et *Ruditapes* possédaient une résistance à la fragmentation plus importante alors que *Scrobicularia* et *Mytilus* se brisaient beaucoup plus facilement à cause d'une épaisseur de coquilles plus fine. Les coquilles d'*Anomia* se débitaient en feuillets de plus en plus fins. Enfin les huîtres (*Magallana*, *Ostrea*) se sont décomposées en deux types de particules, une en feuillet grisâtre translucide, l'autre en grain blanc opaque plus sphérique et très léger.

Finalement, les débris coquilliers ont été tamisés en cinq classes granulométriques d'après la norme française AFNOR : 0,63 – 0,8 mm, 0,8 – 1,25 mm, 1,25 – 2 mm, 2 – 3,15 mm et 3,15 – 5 mm. Chaque fraction obtenue peut être représentée par un diamètre moyen correspondant à la moyenne des bornes des tamis. Ces diamètres moyens sont utilisés dans les calculs de plusieurs paramètres.

Les débris obtenus artificiellement ont été observés à l'œil nu ainsi qu'à la loupe bino-culaire afin de les comparer avec des débris naturels de même espèce et de même taille. Ces derniers ne montrent pas de différence significative excepté des bords un peu plus anguleux pour les débris cassés manuellement (Figure II.5). Dans le milieu naturel, les coquilles sont brisées par abrasion ou prédation, et sont émoussées au cours du temps, ce qui arrondit les contours des grains (Driscoll, 1967 ; Cadée, 1994 ; Zuschin *et al.*, 2003 ; Newell *et al.*, 2007 ; Gorzelak *et al.*, 2013). Cependant, le concassage des coquilles au

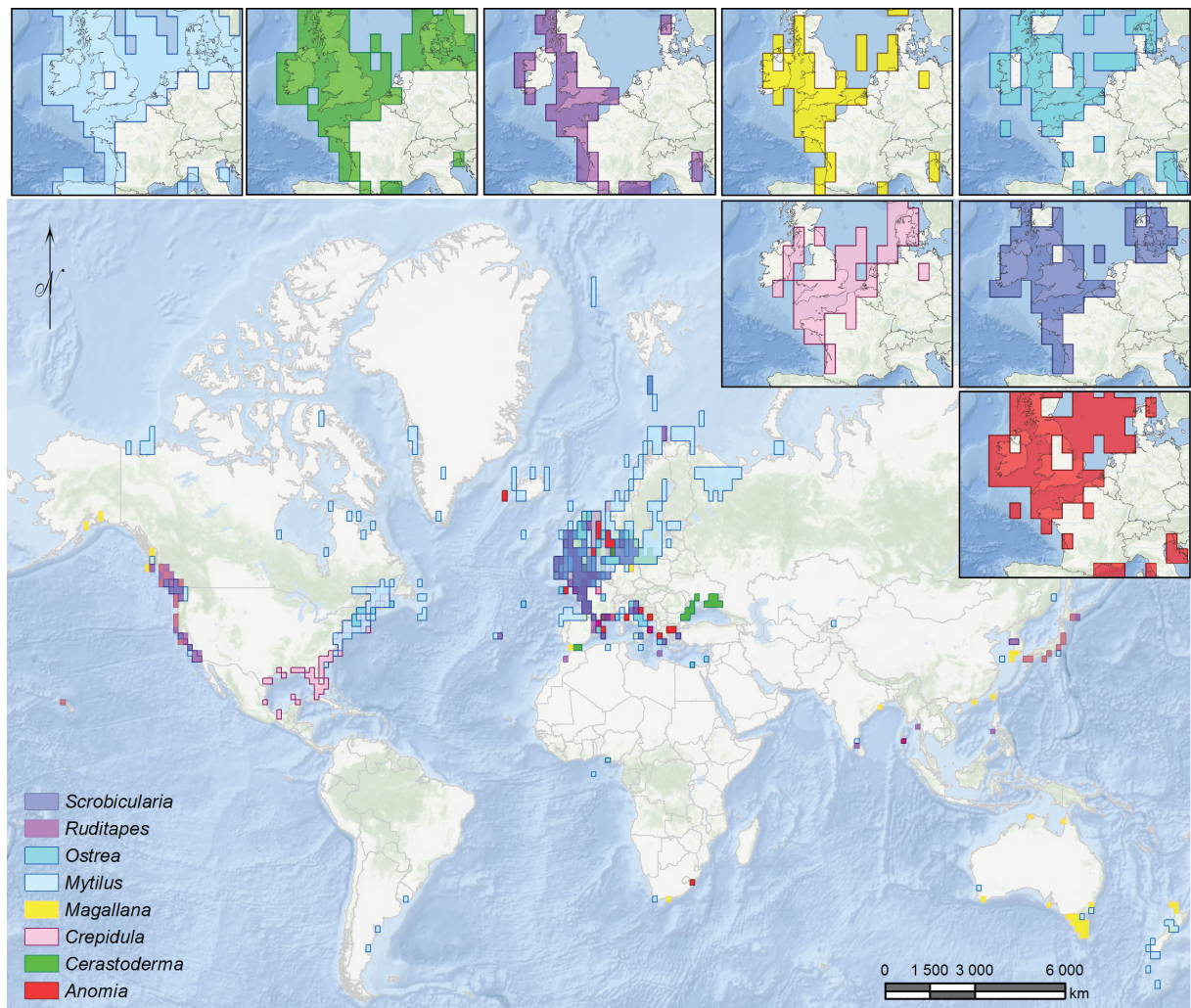


Figure II.4. Cartographie de la répartition spatiale des huit espèces retenues pour les expérimentations (les données sont issues du site www.iobis.org).

marteau est le moyen le plus efficace et rapide d'obtenir une assez grande quantité de matériel nécessaire aux expérimentations.

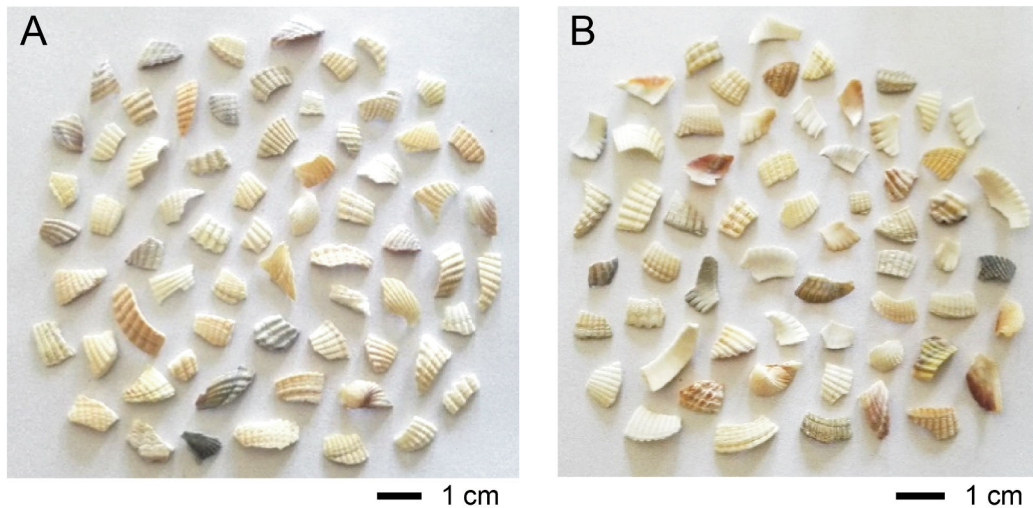


Figure II.5. Photographies des débris de *Cerastoderma* obtenus par concassage de coquilles entières (A) comparées avec des fragments échantillonnés sur le terrain (B). Les formes sont relativement semblables à l'exception de certaines plus anguleuses lorsqu'elles sont cassées mécaniquement.

II.2.2 Caractérisation de la structure interne des coquilles

Les coquilles de chacune des espèces étudiées sont composées de carbonate de calcium (CaCO_3). Selon l'organisation des molécules, il s'exprime sous deux formes minéralogiques différentes : l'aragonite correspond à la forme cristallisée du CaCO_3 dans le système orthorhombique, la calcite représente la forme cristallisée du CaCO_3 dans le système rhomboédrique. Ces deux minéraux ne possèdent donc pas le même arrangement moléculaire et engendrent des structures internes variables. Dans le but d'observer ces différences, des images au Microscope Électronique à Balayage (MEB ; Carl Zeiss AG) ont été acquises en se concentrant particulièrement sur les bordures des débris pour observer les structures internes. Les vues globales permettent d'observer les variations entre les espèces (Figure II.6). Certaines coquilles apparaissent comme plus compactes telles que *Crepidula*, *Scrobicularia*, *Cerastoderma*, et *Ruditapes*, alors que les autres espèces semblent être plus poreuses avec la présence de feuillets. *Mytilus* possède une particularité où deux types de structures paraissent coexister : une en feuillets très compacte, et une partie plus homogène. Enfin, les huîtres *Magallana* et *Ostrea*, sont également particulières car elles sont formées de feuillets intercalés avec des couches très poreuses et assez épaisses.

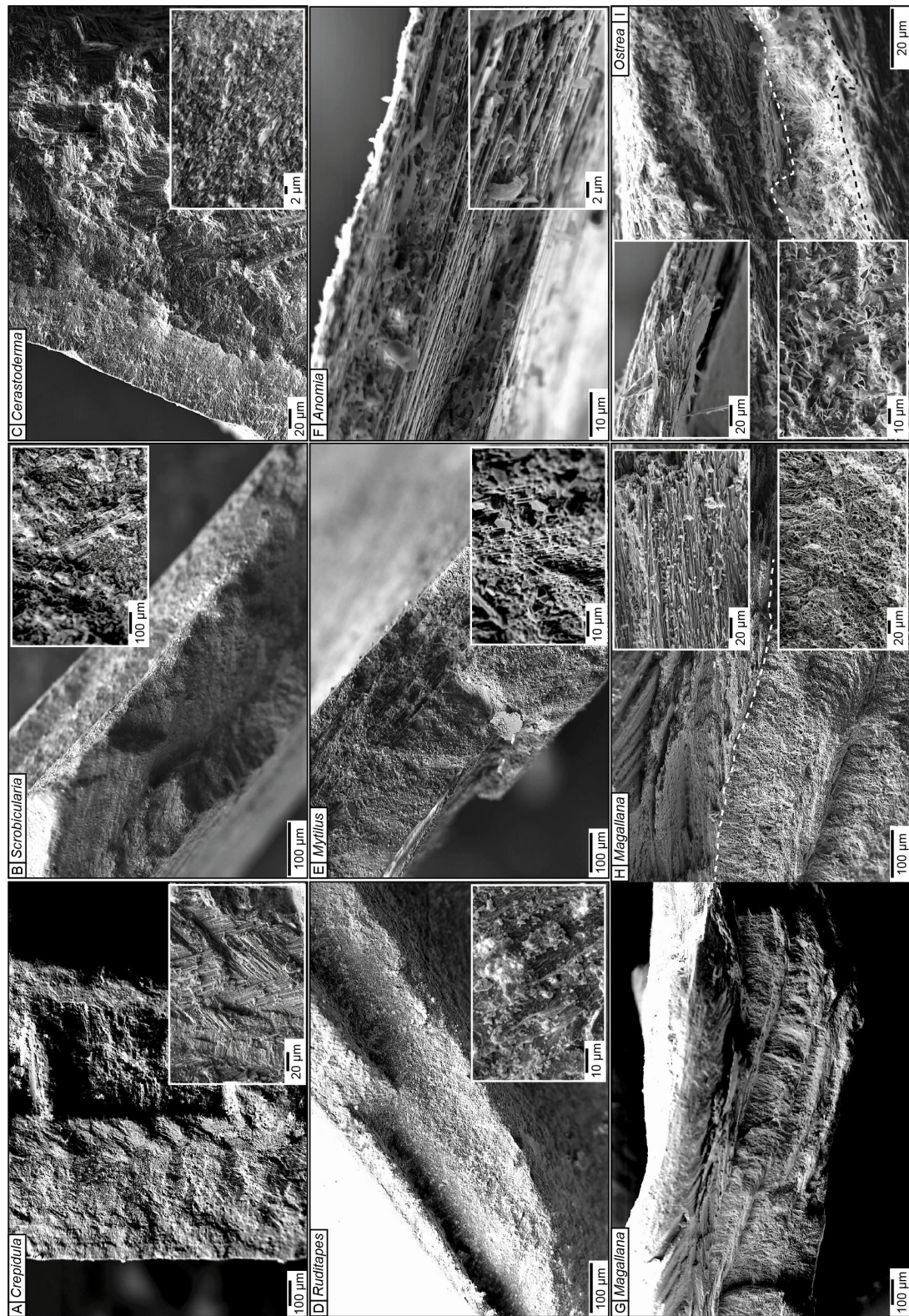


Figure II.6. Images au Microscope Electronique à Balayage (MEB) de la structure interne des coquilles de chaque espèce. Les images illustrent les différences entre les structures compactes (*Crepidula* (A), *Scrobicularia* (B), *Cerastoderma* (C), *Ruditapes* (D)), foliées (*Mytilus* (E), *Anomia* (F)) ou plus complexes (*Magallana* (G, H), *Ostrea* (I)). Version au format A3 dans le livret en annexe.

Toutes ces images permettent de regrouper ces espèces en fonction de leur structure interne : (i) une structure très homogène et très compacte avec un agencement de fibres qui semble donner une certaine rigidité aux coquilles (*Crepidula*, *Scrobicularia*, *Cerastoderma*, et *Ruditapes*, Figure II.6 – A, B, C, D), (ii) une structure complètement foliée dans le cas d'*Anomia* où les feuillets sont espacés permettant à la coquille d'être assez poreuse (Figure II.6 – F), et (iii) une structure mixte comprenant une partie foliée et une partie plus homogène (*Mytilus*, *Magallana*, *Ostrea*, Figure II.6 – E, H, I). Cependant l'espèce *Mytilus* peut être séparée des huîtres, *Magallana* et *Ostrea*, car elle présente une structure beaucoup plus compacte. En effet, les huîtres semblent être composées de feuillets intercalés avec une masse très poreuse (cf. Figure II.6 – H, I). Elles présentent une structure inter-stratifiée spécifique à la superfamille d'*Ostreoidea* : la calcite irrégulière micro-cristalline (de forme amorphe et crayeuse) de très faible densité est intercalée avec des feuillets de calcite foliés (Orton et Amirthalingam, 1927 ; Carter et Clark, 1985), créant des espaces plus ou moins importants, dont le rôle n'est pas encore compris (Lee *et al.*, 2011 ; Dauphin *et al.*, 2013).

II.2.3 Caractérisation de la densité de chaque espèce

Les masses volumiques de chaque espèce ont été mesurées à l'aide d'un pycnomètre en acier (BYK – Gardner GmbH) qui possède un volume total de 100 ml. Une certaine quantité de débris coquilliers, préalablement pesée, est déposée à l'intérieur (jusqu'à la moitié du bécher), puis le pycnomètre est rempli à moitié par de l'eau à 20°. Le sédiment et l'eau sont alors mélangés doucement afin d'extraire la majorité des bulles d'air prisonnières de la porosité du sédiment avant de remplir totalement le pycnomètre et de le fermer hermétiquement. Le couvercle présente en son centre un trou qui permet l'évacuation du liquide en excès sans produire d'inclusion d'air. La masse totale du sédiment et de l'eau est enfin mesurée. Le volume total étant connu avec précision, il est alors possible de calculer la densité des coquilles (d_s) grâce aux équations II.1 et II.2 :

$$\rho_s = \frac{m_{\text{tot}} - m_{\text{pyc}}}{V_{\text{pyc}}} \quad (\text{II.1})$$

$$d_s = \frac{\rho_s}{\rho} \quad (\text{II.2})$$

avec ρ_s la masse volumique du sédiment, m_{tot} la masse totale du pycnomètre plein (sédiment + eau), m_{pyc} la masse du pycnomètre vide, V_{pyc} le volume du pycnomètre et ρ la

masse volumique de l'eau.

Cinq répliqués ont été effectués pour chaque combinaison diamètre/espèce. Les valeurs moyennes ont été calculées et les incertitudes ont été déduites de la variabilité de la mesure sur ces cinq essais (Tableau II.1).

Les densités, toutes espèces confondues, sont comprises entre 2,01 et 2,80. La plupart sont supérieures à 2,60. Pour comprendre pourquoi de telles différences sont observées, la minéralogie a été recherchée dans la littérature (Kennedy *et al.*, 1969 ; Eyster, 1986, Figure II.1). Comme expliqué dans la partie précédente (Section II.2.2), les coquilles peuvent être composées soit par de la calcite, soit par de l'aragonite, soit par un mélange des deux. Les espèces composées d'aragonite possèdent les densités les plus élevées, entre 2,75 et 2,80 tandis que les espèces calcitiques présentent les plus faibles valeurs, entre 2,01 et 2,63. Une seule espèce (*Mytilus*) est composée à la fois de calcite et d'aragonite et possède une densité intermédiaire, égale à 2,66. Cependant, la calcite a une densité comprise entre 2,6 et 2,8 tandis que celle de l'aragonite, plus élevée, est située entre 2,9 et 3. La minéralogie n'explique donc pas en totalité les valeurs obtenues, toujours plus faibles par rapport à celle de leur minéralogie. Cet écart provient de la structure interne des coquilles, et notamment par la présence plus ou moins importante de porosité. Les espèces possédant une structure interne compacte (Figure II.6) sont composées d'aragonite et possèdent des densités plus importantes, entre 2,75 et 2,8. *Mytilus*, structurée de feuillets et d'une partie plus homogène, tout deux compacts, est composée à la fois d'aragonite et de calcite et dispose d'une densité intermédiaire (2,66). *Anomia*, qui possède une structure complètement foliée et plus aérée, est composée seulement de calcite ; la densité est un peu plus faible (2,63). Enfin, les huîtres, composées également de calcite, ont des densités

Tableau II.1. Noms communs et latins, minéralogie et densités moyennes des mollusques utilisés dans cette étude.

Nom latin	Nom commun	Minéralogie	Masse volumique (kg.m ⁻³)	Densité
<i>Crepidula fornicata</i>	Crépidule	Aragonite	2800 ± 28,6	2,80
<i>Scrobicularia plana</i>	Scrobiculaire	Aragonite	2781 ± 35,0	2,78
<i>Cerastoderma edule</i>	Coque	Aragonite	2771 ± 31,1	2,77
<i>Ruditapes sp</i>	Palourde	Aragonite	2754 ± 30,8	2,75
<i>Mytilus edulis</i>	Moule	Calcite/Aragonite	2663 ± 37,4	2,66
<i>Anomia ephippium</i>	Anomie	Calcite	2629 ± 69,8	2,63
<i>Magallana gigas</i>	Huître creuse	Calcite	2081 ± 29,8	2,08
<i>Ostrea edulis</i>	Huître plate	Calcite	2013 ± 33,4	2,01

moyennes autour de 2. Ces dernières possèdent deux types de structures mises en évidence sur les images MEB : l'une plus compacte (feuillets) et l'autre très légère (crayeuse). La masse très poreuse abaisse la densité moyenne des débris d'huîtres. Des mesures de densités sur chaque type de particules ont été tentées, mais les essais sur les dépôts crayeux se sont avérées difficiles. En effet, les grains de la masse poreuse, après avoir été séchés en étuve, possédaient une densité inférieure à celle de l'eau (0,71). Cependant, la masse crayeuse a une forte porosité qui se sature lentement au cours du temps lorsqu'elle est immergée dans l'eau. Par conséquent, des fragments poreux d'huîtres ont été placés dans l'eau pendant plus de deux semaines avant de mesurer leur densité. Une valeur de 1,1 a été obtenue. Néanmoins, il n'est pas certain que le temps d'immersion était suffisant pour saturer complètement la porosité des grains, ni de savoir si ce matériau est saturé dans l'eau dans le milieu naturel. La densité des feuillets de calcite a été obtenue avec une valeur de 2,48. Celle-ci devrait être plus importante car une certaine quantité de masse crayeuse reste présente entre les feuillets de calcite. Il n'est pas possible de la retirer pour les mesures. Les débris d'huîtres prélevés sur le terrain sont essentiellement constitués de calcite foliée. Les débris crayeux sont rarement présents, parfois attachés aux feuillets. Cette matière crayeuse poreuse est plus sensible au transport et à l'érosion.

Les observations effectuées lors de la fragmentation, les images au MEB, la composition minéralogique et les mesures de densités sont cohérentes. En effet, les espèces les plus résistantes à la fragmentation sont composées d'aragonite, possèdent une structure interne compacte et ont les densités les plus élevées (*Crepidula*, *Scrobicularia*, *Cerastoderma*, *Ruditapes*). *Mytilus* est un peu moins résistante, possède une structure foliée et compacte car elle est composée à la fois d'aragonite et de calcite, et sa densité est intermédiaire. *Anomia* est l'espèce la plus fragile à l'écrasement, elle est composée entièrement de feuillets de calcite et sa densité est inférieure aux autres espèces. Enfin, les huîtres *Magallana* et *Ostrea* sont des cas particuliers à cause de la complexité de leur structure interne. Elles sont composées d'une masse crayeuse très poreuse intercalée par des feuillets de calcite, mais leurs densités sont très faibles en raison de la légèreté de la masse poreuse.

II.3 Comportement de particules bioclastiques mono-spécifiques en chute libre dans un fluide au repos

II.3.1 Protocole expérimental

Les vitesses de chute des particules bioclastiques mono-spécifiques de chaque diamètre de grains (0,63 – 0,8 mm, 0,8 – 1,25 mm, 1,25 – 2 mm, 2 – 3,15 mm et 3,15 – 5 mm) ont été mesurées dans un tube de sédimentation en plexiglas (Nechenache, 2016). La procédure est similaire à celle décrite dans Weill *et al.* (2010). Le tube mesure 2 m de haut et 20 cm de diamètre, monté sur un support en acier (Figure II.7). La base de la colonne se déboîte afin de pouvoir récupérer facilement les particules une fois le tube vidé de son eau.

Un appareil photo Nikon D700 muni d'un capteur d'une résolution de 12,1 mégapixels a été placé face à la colonne transparente dont le fond a été masqué par un rideau noir. L'objectif de l'appareil numérique équivaut à une focale de 450 mm en format 24 x 36 classique (Nikon FX). Le champ de visée correspond à une portion de 20 cm du tube,

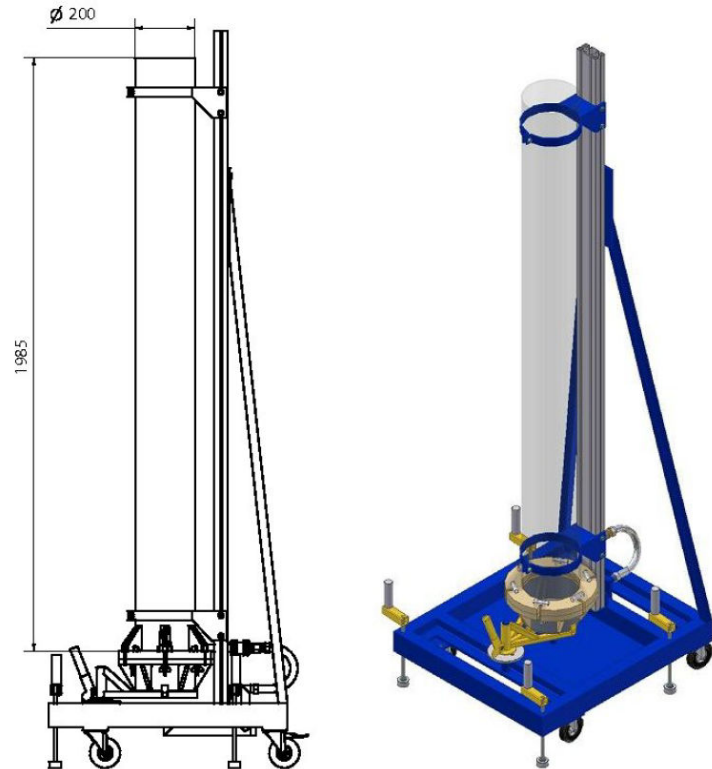


Figure II.7. Plan de la colonne de sédimentation (conception, réalisation, dessin : S. Haquin, M2C) et vue 3D. Les dimensions sont exprimées en millimètres.

positionné à mi-hauteur de l'installation expérimentale. Le déclenchement d'une photographie par l'appareil est réalisé avec une vitesse d'obturation lente de 1 seconde (temps d'exposition), synchronisé avec un flash Nikon Speedlight SB - 24 éclairant le champ de visée par le côté et utilisé à une fréquence de 5 Hz ou 10 Hz en fonction de la vitesse des débris.

Pour chaque combinaison taille/espèce, les fragments sont déposés manuellement au sommet de la colonne d'eau, un par un, sans vitesse initiale. Lorsque les particules ont atteint leur vitesse terminale, environ un mètre plus bas, elles se situent dans le champ de l'objectif et l'ouverture de l'obturateur se déclenche avec un temps de pose de 1 seconde, synchronisé avec un éclairage stroboscopique de 8 flashes. Le cliché final représente ainsi la succession d'images d'une particule au moment de sa chute, séparée par un temps de 0,2 (5 Hz) à 0,1 seconde (10 Hz) (Figure II.8). Les vitesses de chute sont alors déterminées par analyse d'image, en mesurant la différence de hauteur (Δh) entre chaque particule. Connaissant le temps écoulé entre chaque cliché (Δt), la vitesse de chute de la particule peut être calculée (Figure II.8). Les vitesses de sédimentation de 20 à 40 particules ont été mesurées pour chaque combinaison taille/espèce permettant le calcul des vitesses de sédimentation moyennes. Pour éviter les effets de bord, seuls les débris chutant au centre du tube ont été pris en considération. L'erreur totale englobe deux termes, une incertitude sur la mesure de la position du débris coquillier et une incertitude sur le temps entre deux

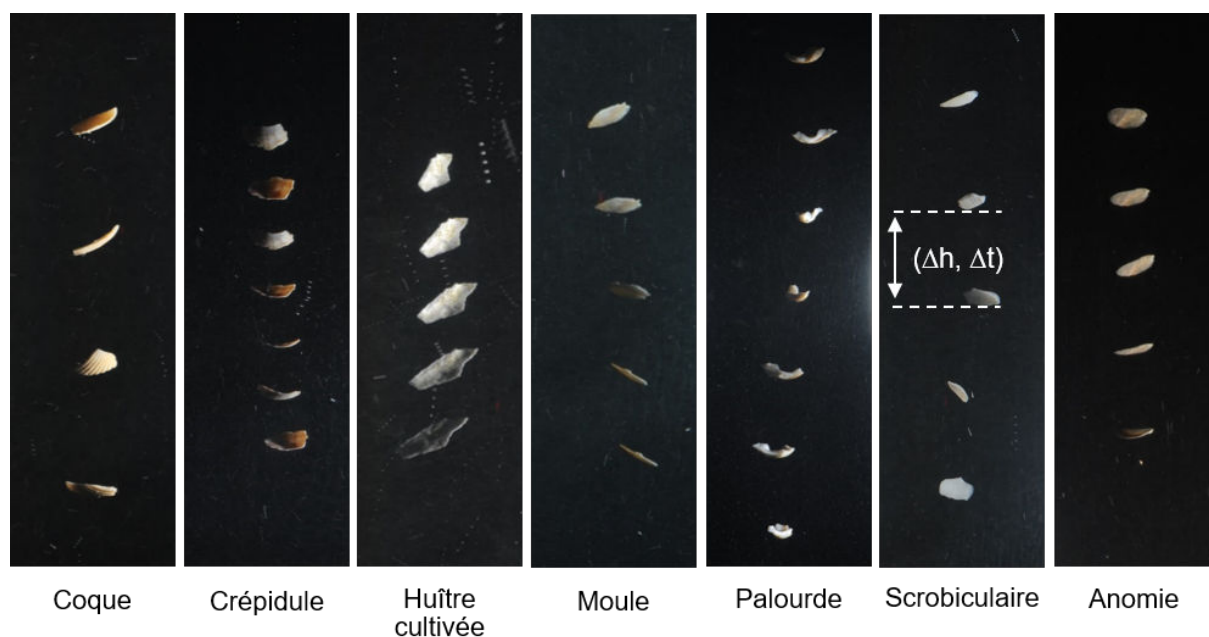


Figure II.8. Montage de photographies stroboscopiques utilisées pour la détermination des vitesses de chute. Exemples pour des particules de différentes espèces d'une même granulométrie (4 - 6,5 mm).

éclairages stroboscopiques. L'erreur dans l'espace atteint 2,5 % et celle dans le temps (flash stroboscopique) est de 2 %. Finalement l'erreur globale est d'environ 4,5 % sur les valeurs de vitesse de chute.

Les données expérimentales ont été ajustées par une loi puissance (Figure II.9), donnée par Van Rijn (1993) (Eq. II.3), afin de déterminer les coefficients de trainée de chaque espèce (Tableau II.2). Ce paramètre est utilisé pour quantifier la force de trainée des particules dans le fluide. Il dépend du régime de l'écoulement autour du grain (nombre de Reynolds de grain), et dans le cas d'une particule non sphérique, il est fortement associé à sa forme. Dans cette étude, ce coefficient permet donc de quantifier en partie l'effet de la forme des débris coquilliers dans un fluide au repos.

$$w_s = \left[\frac{4(\rho_s - 1)gD_{sieve}}{3C_D} \right]^{0.5} \quad (\text{II.3})$$

avec ρ_s la densité du sédiment, g l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) et D_{sieve} le diamètre du sédiment obtenu par tamisage (diamètre médian entre les deux bornes du tamis).

Les vitesses de chute des billes de verre ont été mesurées afin de vérifier la cohérence de la procédure expérimentale. Le coefficient de trainée obtenu pour les billes ($C_D = 0,45 \pm 0,02$) est en accord avec la théorie (pour le Reynolds mesuré).

II.3.2 Vitesse de chute de particules bioclastiques mono-spécifiques

Chaque combinaison diamètre/espèce est caractérisée par des débris de forme et d'épaisseur très variées impliquant une dispersion des vitesses de chute assez importante. Le nombre de mesures (20 à 40 essais par combinaison) permet d'obtenir la tendance de l'évolution des vitesses en fonction de la taille des particules. Pour faciliter l'interprétation des données expérimentales, les valeurs des vitesses de sédimentation moyennes sont utilisées (Tableau II.3, Figure II.9).

Les billes en verre présentent des vitesses de chute inférieures à celles de sphères parfaites car les billes possèdent des irrégularités et de la rugosité en surface. Cependant, les valeurs de vitesse de chute des particules biogéniques sont clairement inférieures à celles des billes en verre de référence. Il existe un facteur allant de 2 à 10 en fonction de l'espèce : pour un diamètre de 6,3 mm, les billes chutent à $0,55 \text{ m s}^{-1}$, alors que les débris de *Ruditapes* ont une vitesse de $0,20 \text{ m s}^{-1}$ et les *Anomia* de $0,066 \text{ m s}^{-1}$. Des variations

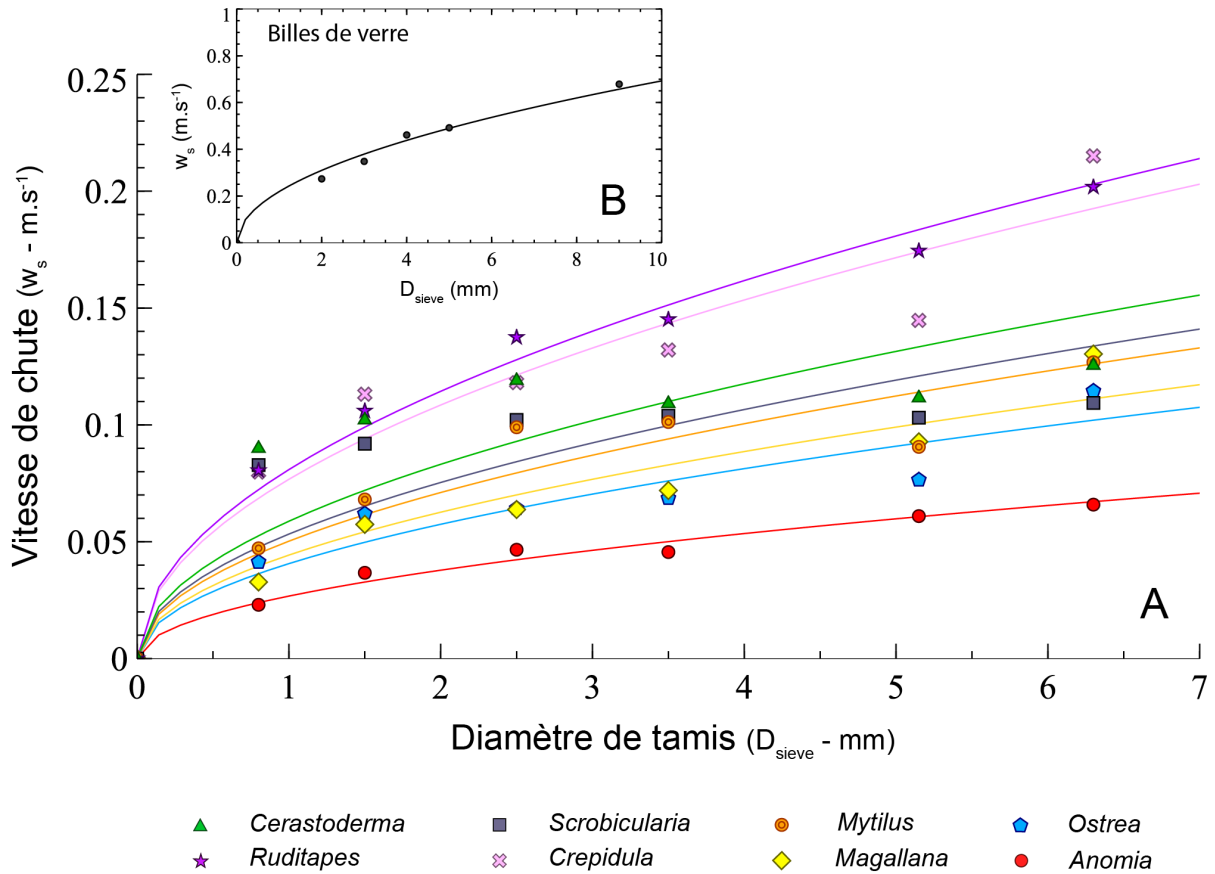


Figure II.9. (A) Vitesse de chute en fonction du diamètre de tamis pour chaque espèce. Les symboles colorés correspondent aux vitesses de chute moyennes mesurées dans le tube de sédimentation. Les lignes colorées représentent des courbes de régressions calculées à partir de l'équation. II.3. (B) Vitesse de chute en fonction du diamètre de tamis pour des billes de verre sphériques.

significatives sont observées entre les espèces, particulièrement pour des diamètres de grain élevés (Figure II.9) : plus le diamètre de grain est grand, plus la différence de vitesse entre espèces est importante. *Anomia* possède les vitesses de chute les plus faibles avec une valeur de $0,066 \text{ m.s}^{-1}$ pour la fraction de 6,3 mm, tandis que pour la même taille de grain, *Ruditapes* et *Crepidula* chutent le plus rapidement, à environ $0,20 \text{ m.s}^{-1}$, c'est-à-dire que leurs vitesses de sédimentation sont trois fois plus importantes que celles d'*Anomia*. Entre ces limites inférieures et supérieures, *Cerastoderma*, *Scrobicularia*, *Mytilus*, *Ostrea* et *Magallana* ont des vitesses intermédiaires (entre $0,114$ et $0,125 \text{ m.s}^{-1}$). Pendant la chute, les particules décrivent différentes trajectoires, de la chute verticale rectiligne à fortement oscillatoire, dépendant de la forme, de l'angularité et de la surface de rugosité des grains (Figure II.10, Maiklem (1968)). La trajectoire de chute influence directement les vitesses de chute moyennes, mais le nombre de réplicats pour un même échantillon tend à lisser les différences de trajectoire entre les particules. Les écarts observés sont donc associés à

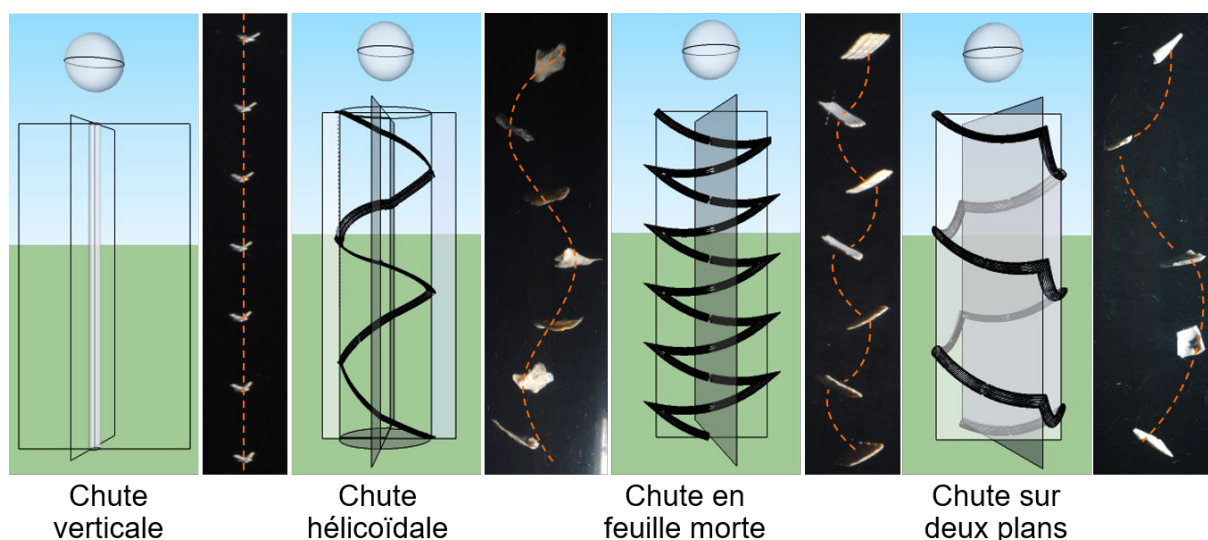


Figure II.10. Trajectoire de chute des particules bioclastiques selon quatre modes : Chute verticale, hélicoïdale, en feuille morte ou sur deux plans.

des variations de forme, de densité et d'épaisseur des débris. De plus, les espèces dont les vitesses de sédimentation sont les plus élevées sont également les espèces les plus denses, composées d'aragonite et dont la structure interne est compacte. De la même manière, les espèces chutant le moins vite sont celles dont les densités sont les plus faibles, composées de calcite et dont la structure interne comprend des feuillets. L'espèce *Mytilus* possède des vitesses intermédiaires entre ces deux groupes car elle est composée à la fois d'aragonite et de calcite avec une structure interne mixte compacte. Les vitesses de sédimentation des huîtres, *Ostrea* et *Magallana*, sont plus élevées que celles d'*Anomia* car seuls les essais sur les débris assez denses pour chuter ont pu être réalisés. Les valeurs représentent une moyenne entre les deux structures observées mais en se rapprochant néanmoins des vitesses de chute des feuillets de calcite. Les vitesses de chute sur la partie poreuse seule n'ont pas été mesurées dans cette expérience.

La figure II.11 représente les régressions sur les vitesses de chute obtenues dans cette étude ainsi que les données expérimentales de Braithwaite (1973). Son étude a porté sur l'analyse de fragments de coraux, d'algues, de bivalves, de micro-gastéropodes, d'échinodermes, de foraminifères, de bryozoaires ainsi que du quartz, tous échantillonnés dans un environnement tropical (Seychelles). L'ensemble de ces données permet de comparer le comportement des bioclastes de mollusques d'eaux tempérées par rapport à des carbonates d'eaux chaudes. Les vitesses de chute les plus importantes correspondent aux billes de verre, suivies par le quartz dont la forme ressemble le plus à une sphère. La plupart des vitesses de chute obtenues par Braithwaite (1973) ont tendance à diminuer lorsque

le diamètre de grain augmente (coraux, micro-gastéropodes, foraminifères, bryozoaires). Ainsi, l'ensemble des vitesses des espèces de la présente étude, excepté les *Anomia*, interceptent ou se superposent aux courbes des carbonates d'eaux tropicales. *Ruditapes* et *Crepidula* suivent l'évolution des vitesses de chute des micro-gastéropodes, *Cerastoderma* et *Scrobicularia*, suivent l'évolution des courbes des bivalves et des bryozoaires, tandis que *Mytilus*, *Ostrea* et *Magallana* atteignent les vitesses de chutes des foraminifères et des bryozoaires dans le cas des diamètres de tamis les plus élevés. *Anomia* reste l'espèce dont les vitesses de chute sont les plus faibles, peu importe le diamètre. De manière plus générale, la courbe des bivalves d'eau chaude se situe à peu près au centre des courbes des bivalves provenant de la Manche. Les espèces de bivalves issues de l'étude de Braithwaite (1973) n'ont pas été déterminées, mais les données semblent correspondre à une moyenne de plusieurs espèces comme le montre la position de la courbe par rapport aux espèces de bivalves issues de cette étude (toutes les espèces sont des bivalves excepté *Crepidula* qui est une espèce de gastéropode). Les résultats semblent donc être cohérents bien que des différences majeures existent entre espèces. La figure II.11 montre l'importance de considérer, si possible, chaque espèce dans les études sur le comportement hydrodynamique plutôt qu'une moyenne, car il existe des différences inter-spécifiques non négligeables.

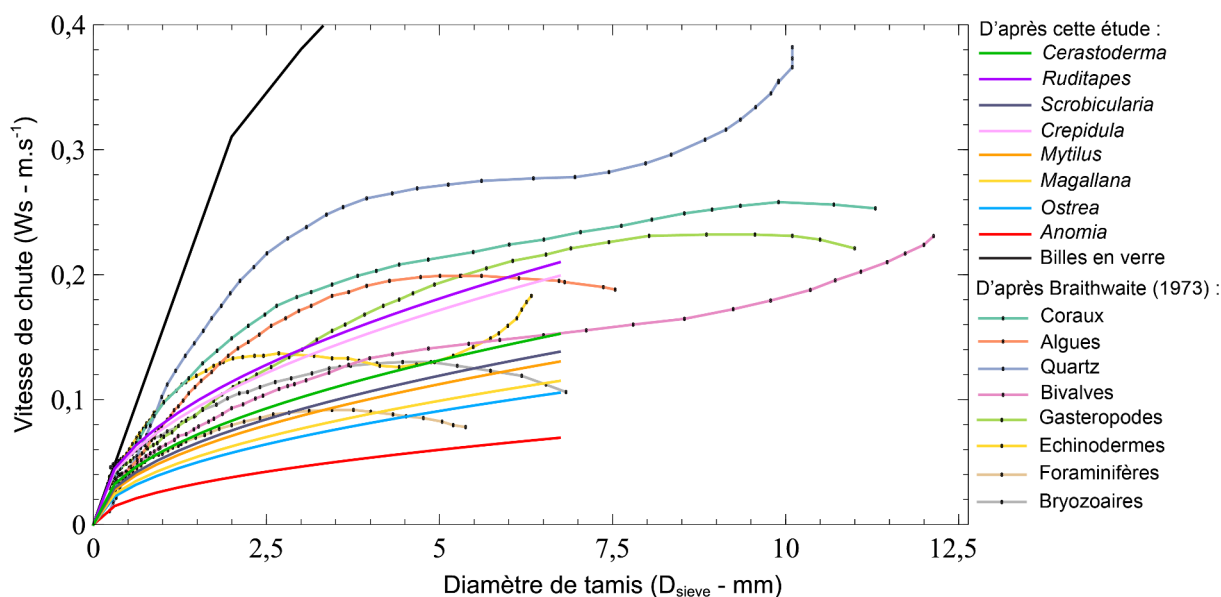


Figure II.11. Comparaison des vitesses de chute des huit espèces de cette étude avec les résultats de Braithwaite (1973) en fonction du diamètre de tamis.

II.3.3 Coefficient de trainée de particules bioclastiques mono-spécifiques

Les résultats des vitesses de chute ont permis le calcul du coefficient de trainée pour chacune des espèces (Tableau II.2) grâce à l'équation II.3. Ce paramètre varie fortement en fonction de la forme des débris. Les valeurs obtenues dépendent de l'espèce : *Anomia* a le plus fort coefficient ($C_D \approx 30$) tandis que *Ruditapes* et *Crepidula* ont les plus faibles coefficients, de 3,5 et 4 respectivement.

La figure II.12 représente le coefficient de trainée en fonction du nombre de Reynolds de grain. Les courbes empiriques pour différents facteurs de forme sur des graviers de Alger et Simons (1968) sont présentées ainsi que les points pour différentes formes géométriques provenant de Göğüş *et al.* (2001). Les billes de verre, sphériques, devraient avoir un facteur de forme égal à 1. Cependant, la présence d'irrégularités sur les billes implique une diminution de leur facteur de forme, d'où la présence du point sous la courbe égale à 0,9. Les billes ne sont pas des sphères parfaites mais s'en rapprochent. Les valeurs des coefficients de chaque espèce sont toutes présentes au-dessus des courbes. Seuls *Ruditapes* et *Crepidula* se situent au niveau des prismes rectangulaires étudiés par Göğüş *et al.* (2001). Ce résultat peut s'expliquer dans un premier temps par la forte densité et la structure compacte de ces particules mais également par l'épaisseur des débris qui est plus importante que pour les autres espèces. *Anomia* se remarque par sa valeur extrême : la forme et la faible épaisseur de ces débris ainsi que sa structure en feuillets impliquent

Tableau II.2. Coefficients de trainée calculées par régression des données expérimentales de vitesse de chute par l'équation II.3.

Espèces	Coefficient de trainée C_D
<i>Crepidula</i>	$4,02 \pm 0,43$
<i>Scrobicularia</i>	$8,22 \pm 1,61$
<i>Cerastoderma</i>	$6,65 \pm 1,30$
<i>Ruditapes</i>	$3,54 \pm 0,15$
<i>Mytilus</i>	$8,56 \pm 1,01$
<i>Anomia</i>	$29,8 \pm 1,54$
<i>Magallana</i> (feuillets)	$7,24 \pm 0,77$
<i>Magallana</i> (craie)	-
<i>Ostrea</i> (feuillets)	$8,01 \pm 0,91$
<i>Ostrea</i> (craie)	-

un fort coefficient de trainée, très éloigné des coefficients mesurés pour des graviers. Les autres espèces sont regroupées à une position intermédiaire entre *Anomia* et les prismes rectangulaires. Le coefficient de trainée permet de démarquer les débris bioclastiques des particules silicoclastiques, ou de formes géométriques basiques, en mettant en évidence la complexité de leur comportement. La forme, l'épaisseur, la structure interne, la composition minéralogique et la densité des débris coquilliers sont les paramètres essentiels à la compréhension de leur comportement dans un fluide.

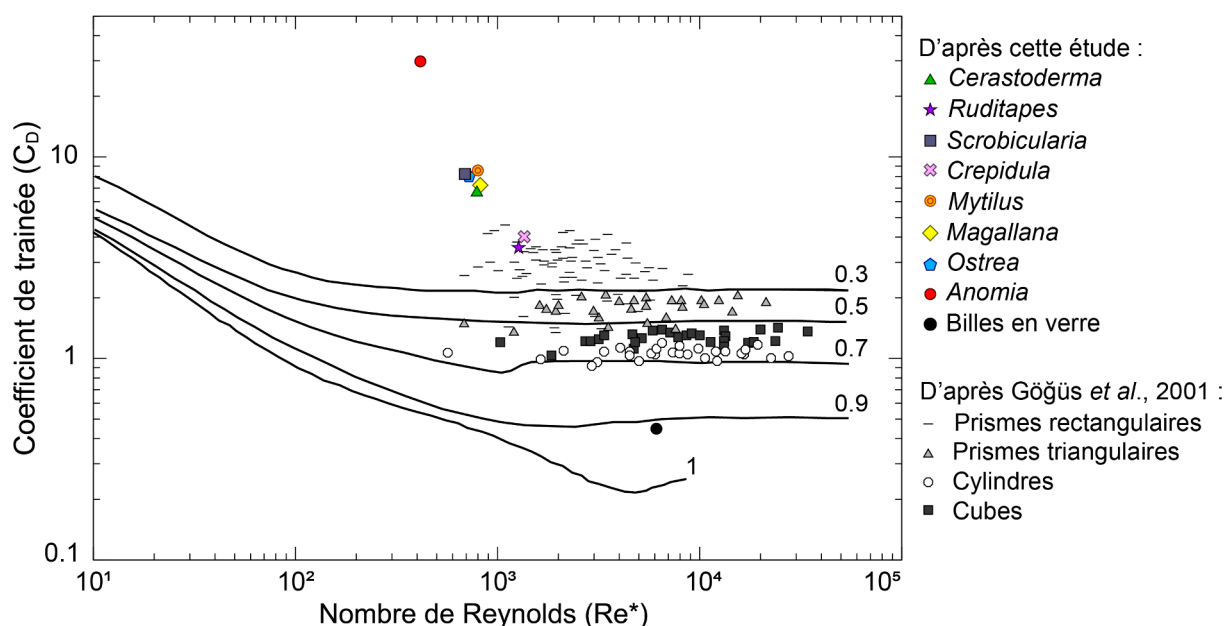


Figure II.12. Coefficient de trainée C_D en fonction du nombre de Reynolds de grain (Re^*). Les courbes noires représentent les facteurs de formes obtenus par Alger et Simons (1968) sur des particules de type graviers. Les valeurs pour différentes formes géométriques obtenues par Göğüş et al. (2001) ont également été ajoutées.

Les particules bioclastiques possèdent un comportement particulier dans un fluide au repos, qui diffère fortement de celui de particules sphériques ou silicoclastiques. Les vitesses de chute des bioclastes issus des huit espèces de mollusques sont deux à dix fois plus faibles que pour des billes sphériques. Les variations inter-spécifiques sont également très importantes car les vitesses peuvent être deux à trois fois plus importantes en fonction de l'espèce. Les ordres de grandeur des vitesses de chute des huit espèces sont cohérents avec celles des carbonates d'eaux chaudes. Les différences entre espèces observées sont expliquées par les variations des paramètres de densité, de forme, d'épaisseur des débris et de composition minéralogique. Plus une particule est dense, épaisse et arrondie, plus la vitesse de chute est élevée. Au contraire, plus un débris est plat, léger et fin, plus la vitesse de sédimentation est faible. L'importance du paramètre de forme est mis en avant par le coefficient de traînée qui est très fort pour l'ensemble des particules bioclastiques. Au regard de leurs faibles vitesses de chute, les particules bioclastiques sont capables d'être maintenues en suspension avant de sédimenter sur le lit sédimentaire.

II.4 Comportement de lits bioclastiques mono-spécifiques sous courant unidirectionnel

II.4.1 Théorie de la couche limite

La vitesse d'un écoulement diminue vers le fond sédimentaire à cause du frottement provoqué par la viscosité intrinsèque du fluide. Ce phénomène physique implique la formation d'un gradient entre la vitesse nulle sur le fond ($z = 0$) et la vitesse établie de l'écoulement. Cette région de développement de la vitesse du fluide est appelée "couche limite". Elle se décompose en deux couches principales : une couche visqueuse au plus proche du fond où l'évolution verticale de la vitesse est linéaire, et une couche turbulente (ou logarithmique) à une certaine distance du fond (Figure II.13). La couche log représente la transition entre la surface du lit influencée par la viscosité, et la couche extérieure influencée par l'épaisseur totale de la couche limite (Tennekes et Lumley, 1972). Une différence de vitesse au sein d'un fluide visqueux engendre des contraintes de cisaillement. Celle qu'exerce le fluide sur le fond sédimentaire est proportionnelle au gradient de vitesse et dépend également de la turbulence de l'écoulement.

La structure de la couche limite dépend du régime hydraulique de l'écoulement qui est

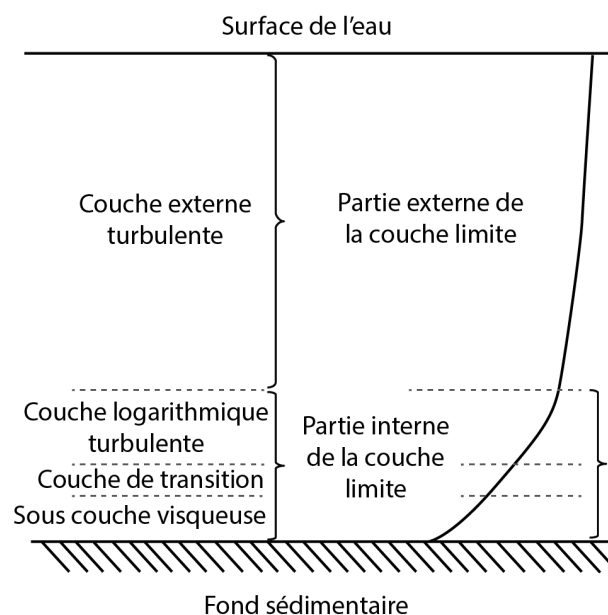


Figure II.13. Couche limite sous un courant unidirectionnel d'après Van Rijn (1993)

défini par le nombre de Reynolds de grain (Équation II.4) :

$$Re^* = \frac{u_* D_{sieve}}{\nu} \quad (II.4)$$

avec u_* la vitesse cisailante sur le fond, D_{sieve} le diamètre de tamis et ν la viscosité cinématique de l'eau.

La couche limite d'un écoulement en régime hydrauliquement lisse, lorsque $Re^* \leq 5$, est composée d'une sous-couche visqueuse sub-millimétrique au niveau de l'interface eau-sédiment (partie linéaire d'un profil de vitesse), suivie d'une couche turbulente centimétrique définie par la partie du profil qui suit une loi logarithmique. Quand $5 \leq Re^* \leq 65$, l'écoulement est transitionnel. La sous-couche visqueuse est plus fine et se disloque de façon intermittente par des bouffées turbulentes car la hauteur de rugosité du lit devient du même ordre de grandeur que l'épaisseur de la sous-couche visqueuse. Lorsque l'écoulement est hydrauliquement rugueux ($Re^* \geq 65$), la sous-couche visqueuse n'existe plus et la couche logarithmique turbulente se maintient jusqu'à l'interface eau-sédiment.

La rugosité du fond influence la distribution de la vitesse au-dessus du lit car les tourbillons sont générés par la rugosité des particules. Nikuradse (1933) a été le premier à montrer que la longueur z_0 (hauteur de vitesse nulle) est reliée à la rugosité de surface du lit. Il introduit le concept de rugosité équivalente de grain (k_s), également appelé longueur de rugosité équivalente de Nikuradse. Pour un écoulement hydrauliquement rugueux (Van Rijn, 1993) :

$$k_s = 30z_0 \quad (II.5)$$

Pour un écoulement hydrauliquement transitionnel (Van Rijn, 1993) :

$$k_s = 30 \left[z_0 - 0,11 \frac{\nu}{u_*} \right] \quad (II.6)$$

Indépendamment du régime hydraulique de l'écoulement, la formule générale de la couche log est appelée "loi de la paroi" :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (II.7)$$

où $u(z)$ est la vitesse moyenne de l'écoulement à l'altitude z au-dessus du lit, déterminée avec la pente de la couche log des profils de vitesse (Figure II.14), κ est la constante de von Karman ($\simeq 0,4$), et z_0 représente la longueur de rugosité de la surface (hauteur virtuelle correspondant à la projection de la loi logarithmique à vitesse nulle : $u(z_0)=0$)

et correspond à l'ordonnée à l'origine de la loi log (Figure II.14).

La contrainte critique de cisaillement sur le fond τ_{0cr} est dérivée de la vitesse critique de cisaillement sur le fond :

$$\tau_{0cr} = \rho u_*^2 \quad (\text{II.8})$$

avec ρ la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}).

τ_{0cr} représente la contrainte totale qui est exercée par le fluide sur le fond. D'un point de vue théorique, elle est la somme de deux paramètres : une contrainte visqueuse (τ_{visc}) liée au gradient de vitesse, et une contrainte turbulente (ou contrainte de Reynolds, τ_{turb}), liée à la turbulence de l'écoulement (Équation II.9). Généralement, la contrainte turbulente est maximale dans la partie inférieure de la couche logarithmique. En se rapprochant du lit sédimentaire, la turbulence s'atténue et devient négligeable devant les frottements moléculaires causés par la viscosité du fluide. À l'inverse, la contrainte visqueuse est maximale sur le fond et diminue lorsqu'elle s'en éloigne.

$$\tau_{0cr} = \underbrace{\mu \frac{\delta \bar{u}}{\delta z}}_{\tau_{visc}} - \underbrace{\overline{\rho u' w'}}_{\tau_{turb}} \quad (\text{II.9})$$

où μ est la viscosité dynamique du fluide, $\bar{u}$ est la moyenne de la vitesse u , u' et w' sont les fluctuations turbulentes de la vitesse horizontale (u) et verticale (w).

La méthode de la loi de la paroi permet d'extraire une contrainte prévalant sur toute

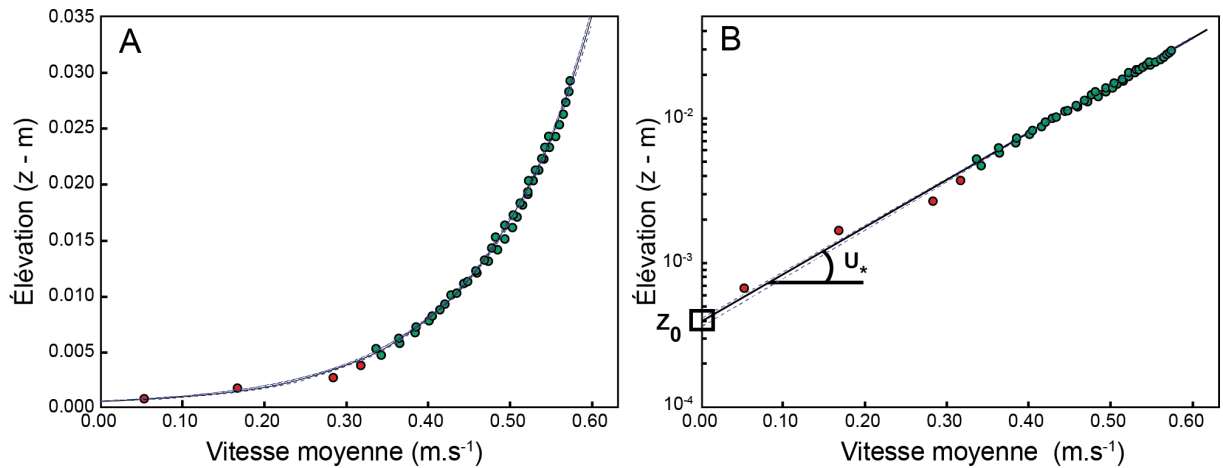


Figure II.14. Exemple d'un profil de vitesse et de la régression linéaire au niveau de la couche logarithmique. Un intervalle de confiance égal à deux écart-types a été tracé en pointillés. Le profil représente la vitesse moyenne en fonction de l'élévation au dessus du lit : (A) échelle verticale linéaire, (B) échelle verticale logarithmique avec la détermination de la hauteur de vitesse nulle (z_0) ainsi que la vitesse critique de cisaillement sur le fond obtenue grâce à la pente de la loi log. Les points verts représentent les valeurs utilisées pour la régression de la loi log.

la hauteur de la couche logarithmique, exprimant à la fois la contribution de la turbulence (τ_{turb}) et du gradient de vitesse (τ_{visc}). La détermination d'une contrainte sur le fond à partir de la loi de la paroi implique que la loi logarithmique atteigne le lit sédimentaire. C'est effectivement le cas pour le régime hydrauliquement rugueux et partiellement pour un régime transitionnel ou des bouffées de turbulence atteignent le lit sédimentaire. Cependant, dans le cas d'un régime hydrauliquement lisse, la sous-couche visqueuse est présente, et la couche logarithmique n'atteint pas le fond. La contrainte extraite de la loi log n'est pas strictement représentative de la contrainte qui s'exerce réellement sur les particules sédimentaires. Des mesures réalisées en LDV (Laser Doppler Velocimeter) à une échelle sub-millimétrique permettent de calculer les contraintes dans la sous-couche visqueuse, et de les comparer aux contraintes extraites de la loi log. Les valeurs de contraintes mesurées dans la sous-couche visqueuse sont jusqu'à 60 % plus faibles que les valeurs de contraintes extraites de la couche logarithmique (Weill *et al.*, 2010). Cependant, en l'absence de mesure dans le premier millimètre, la contrainte issue de la loi log reste une approximation valable.

La contrainte totale sur le fond peut également être estimée en mesurant directement la contrainte visqueuse grâce à l'enregistrement de la vitesse moyenne de l'écoulement, ainsi que la contrainte turbulente à partir des mesures des fluctuations de vitesse. Cette méthode n'est pas souvent utilisée car il est difficile d'obtenir des mesures précises à proximité du lit sédimentaire. La contrainte turbulente (ou de Reynolds) se calcule grâce à l'équation II.10 et la contrainte visqueuse avec l'équation II.11.

$$\tau_{turb} = \overline{\rho u'w'} \quad (\text{II.10})$$

$$\tau_{visc} = \mu \frac{\delta \bar{u}}{\delta z} \quad (\text{II.11})$$

Très proche du fond (< 1 mm), la contrainte turbulente devient faible et la contrainte totale est en grande partie liée aux forces visqueuses. Au-dessus du premier millimètre, la contrainte visqueuse devient faible devant la contrainte turbulente qui représente alors l'essentiel de la contrainte totale. En l'absence de mesures de vitesse très proches du fond, le maximum de la contrainte de Reynolds dans la couche logarithmique est une bonne estimation de la contrainte sur le fond.

Afin de comparer les seuils de mise en mouvement des particules bioclastiques avec des sédiments de différentes densités ou formes, la contrainte critique de cisaillement

peut être exprimée selon un paramètre adimensionnel tel que le paramètre de Shields et le nombre de mobilité. Le paramètre de Shields (θ) représente le ratio entre la force qu'exerce l'écoulement sur une particule par rapport à son poids immergé :

$$\theta = \frac{\tau_{0cr}}{(\rho_s - \rho) g D_{sieve}} \quad (\text{II.12})$$

Le paramètre de Shields ne prend pas en compte la forme des particules qui a une influence directe sur l'écoulement autour des grains et donc sur leur résistance face à l'écoulement. Le nombre de mobilité, Mn , est utilisé comme une alternative au paramètre de Shields (Liu, 1957 ; Komar et Clemens, 1986 ; Beheshti et Ataie-Ashtiani, 2008 ; Armitage et Rooseboom, 2010) car il prend en compte les effets du diamètre, de la densité et des facteurs de forme en utilisant le paramètre de la vitesse de chute (w_s , cf. Eq.II.3) :

$$Mn = \frac{u_*}{w_s} \quad (\text{II.13})$$

II.4.2 Protocole expérimental

II.4.2.1 Canal à courant unidirectionnel

Un canal à surface libre et à recirculation d'eau (érodimètre) a été utilisé pour mesurer les profils de vitesse dans la couche limite et déterminer les contraintes cisailantes au seuil de mise en mouvement des quarante échantillons coquilliers (8 espèces, 5 classes granulométriques). La section d'essai mesure 2 m de long, 10 cm de large et 25 cm de hauteur (Figure II.15). La pente du canal est nulle. Les parois latérales transparentes sont en verre et permettent l'observation directe du lit sédimentaire pendant les expérimentations. L'eau est transportée par un système de recirculation grâce à un réservoir d'eau et à l'utilisation d'une pompe centrifuge dont la capacité maximale est de $53 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Afin de dissiper la turbulence générée par le système de recirculation et d'injection d'eau en amont de la veine d'essai, une section de mousse alvéolaire et de nid d'abeille a été placée en amont du convergent. La hauteur de l'écoulement est contrôlée à l'extrémité aval du canal grâce à la présence d'une paroi perforée de façon uniforme. Différentes pertes de charge hydraulique ont été utilisées dans un premier temps pour modifier la gamme de vitesse et la hauteur d'eau de l'écoulement. Puis, un réglage précis de la vitesse a été obtenu en ajustant les pertes de charges avec la puissance de la pompe.

Afin de visualiser le régime de l'écoulement dans le canal à courant, une nappe laser a été placée sous la paroi vitrée du canal (Figure II.16). L'eau a étéensemencée dans le but

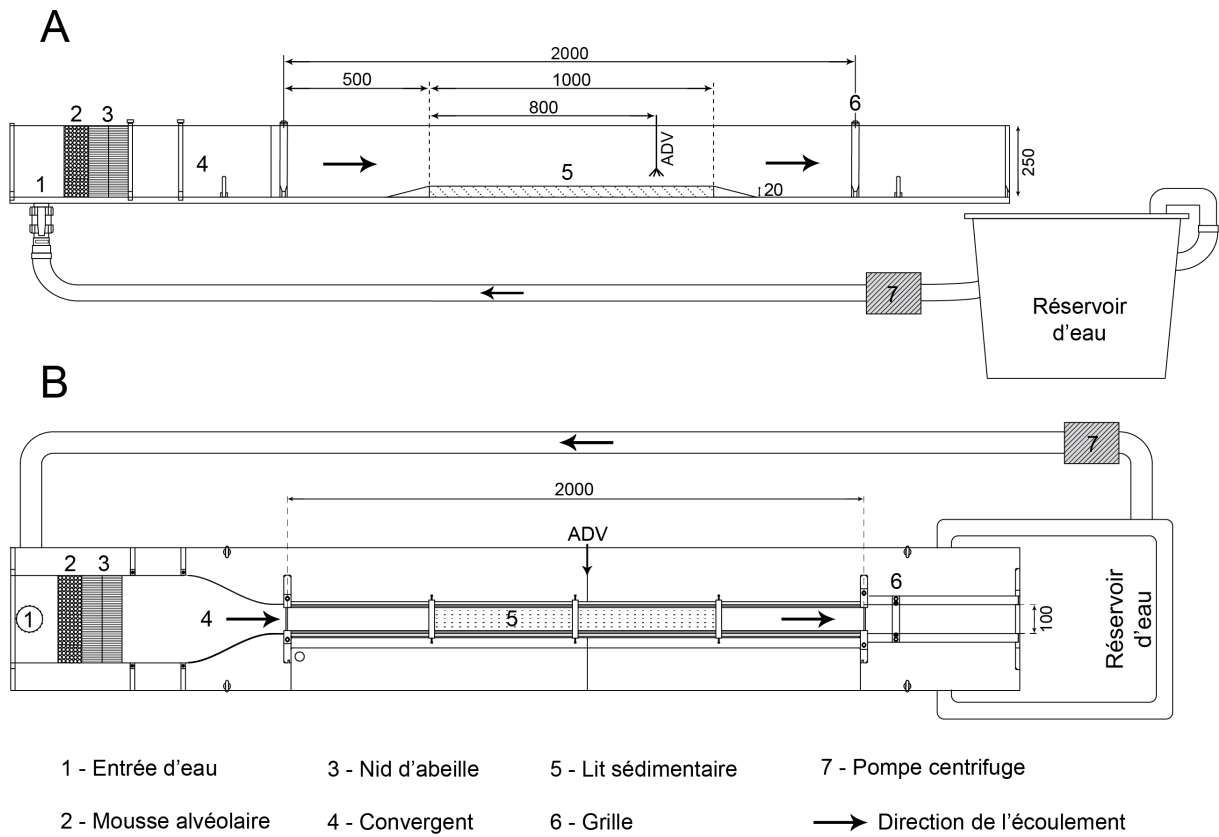


Figure II.15. Vue en coupe (A) et en plan (B) du canal à courant ainsi que de la configuration expérimentale de l'ADV utilisé pour la caractérisation des contraintes cisailantes. Toutes les dimensions sont en millimètres. (Plan : S. Haquin).

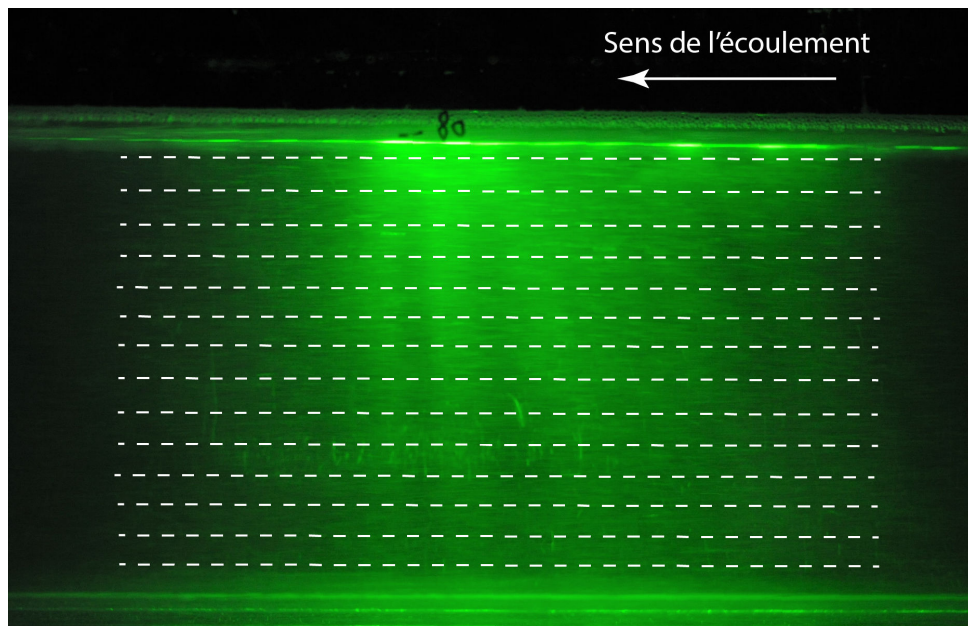


Figure II.16. Visualisation de l'écoulement dans le canal grâce à une nappe laser. Le cliché est réalisé avec une vitesse d'obturation lente (1 s). La vitesse de l'écoulement est d'environ $0,50 \text{ cm s}^{-1}$.

de visualiser les lignes de courant. Des clichés avec une vitesse d'obturation lente ont été effectués pour différentes vitesses afin de s'assurer de l'absence de structures turbulentes cohérentes ou de circulations secondaires. La figure II.16 montre des lignes de courant horizontales, dans le cas d'une vitesse d'environ $0,50 \text{ cm s}^{-1}$, ce qui prouve que l'écoulement est bien laminaire. Le même régime est observé pour les différents essais.

II.4.2.2 Mise en place de l'expérimentation

Les bioclastes sont déposés à l'intérieur de la veine d'essai, à vide, sur 1 m de long et sur 2 cm d'épaisseur. Le lit sédimentaire, lissé, est maintenu de chaque côté par des cales biseautées. Il débute à 50 cm de l'entrée du convergent (Figure II.15). Le canal est ensuite rempli lentement avec de l'eau douce jusqu'à atteindre une hauteur de 8 cm. La vitesse de l'écoulement est progressivement augmentée en jouant sur la puissance de la pompe, jusqu'à l'initiation du mouvement des particules. La hausse de la vitesse se fait en quelques minutes pour éviter de longues expositions à une vitesse inférieure ou proche du seuil, qui provoquerait une réorganisation des particules les plus instables, induisant une résistance plus forte du lit à l'écoulement (Paphitis et Collins, 2005). La détection du seuil de mise en mouvement est réalisée visuellement en suivant la définition du stade moyen de Kramer (1935) : "les grains de diamètre moyen sont en mouvement en nombre trop important pour être dénombrables [...] le mouvement n'a plus de caractère local. Il n'est pas assez fort pour affecter la configuration du lit." Lorsque le seuil de mise en mouvement des débris coquilliers est atteint, un profil vertical de vitesse est enregistré au-dessus du fond grâce à un profilomètre acoustique Doppler. Cette mesure est réalisée à 80 cm du début du lit (1,30 m du convergent), afin d'assurer le développement complet de la couche limite sous l'effet de la rugosité du lit sédimentaire (Figure II.15). Le profil de vitesse enregistré permet de calculer la contrainte critique de cisaillement de l'échantillon testé. Pour chaque lit sédimentaire, défini par une espèce et un diamètre moyen, entre sept et dix réplicats ont été réalisés, cumulant un total de plus de 300 expériences dans l'érodimètre. Plus les dispersions des valeurs de contraintes étaient importantes, plus le nombre de réplicats était élevé. Entre chaque réplicat, le lit coquillier est mélangé puis lissé afin de limiter les effets de rugosité et essayer de se rapprocher des mêmes conditions initiales.

Un test supplémentaire sur du sable fin de quartz (sable de Fontainebleau), tamisé entre 125 et 160 μm (diamètre moyen : 142,5 μm), a été réalisé pour vérifier la cohérence des résultats obtenus dans le canal et les valider en comparant sa valeur avec les courbes

de prédiction empiriques.

II.4.2.3 Vélocimétrie Doppler Acoustique

a) Principe de fonctionnement

Les profils de vitesse au-dessus du fond ont été mesurés à l'aide d'un profileur de vitesse acoustique par effet Doppler (ADVP - Nortek Vectrino Profiler) appelé également Vectrino Profiler. Il est composé d'une tête de mesure qui comprend un émetteur central entouré par quatre récepteurs inclinés à 30° vers le centre (Figure II.17). Afin de visualiser l'influence de l'instrument nécessaire aux expériences sur la colonne d'eau, la nappe laser a été placée une nouvelle fois sous la paroi vitrée du canal. Il est apparu que l'instrument acoustique n'influence pas l'écoulement sous-jacent, qui reste laminaire (Figure II.18). L'écoulement est légèrement dévié entre les bras récepteurs de la sonde et des cellules de turbulence se forment au-dessus de la sonde. Cependant, les modifications de l'écoulement restent très locales et n'atteignent pas la zone de mesure qui se situe à 4 cm de l'émetteur.

Le Vectrino Profiler fournit quatre valeurs de vitesse, chacune résolue par une paire de récepteurs : la composante horizontale, u , et la première composante verticale, $w1$, sont calculées à partir du signal provenant des récepteurs 1 et 3. La composante horizontale, v , et la deuxième composante verticale, $w2$, sont calculées à partir des récepteurs 2 et 4. Le transducteur central envoie un train continu d'impulsions à 10 MHz qui se propage dans la colonne d'eau. Une partie de l'énergie est rétro-diffusée par les particules d'ensemencement en suspension, leur vitesse est supposée égale à celle de l'écoulement. L'effet Doppler induit un décalage de fréquence qui est enregistré par les quatre récepteurs. Le Vectrino Profiler utilise ce décalage pour estimer les différentes composantes du vecteur vitesse (u , v , $w1$,

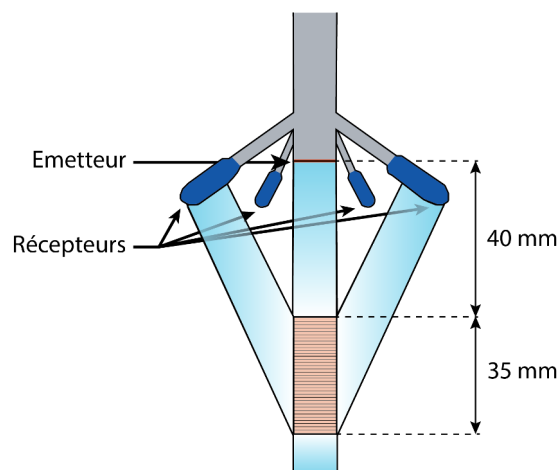


Figure II.17. Schéma du fonctionnement du Vectrino Profiler.

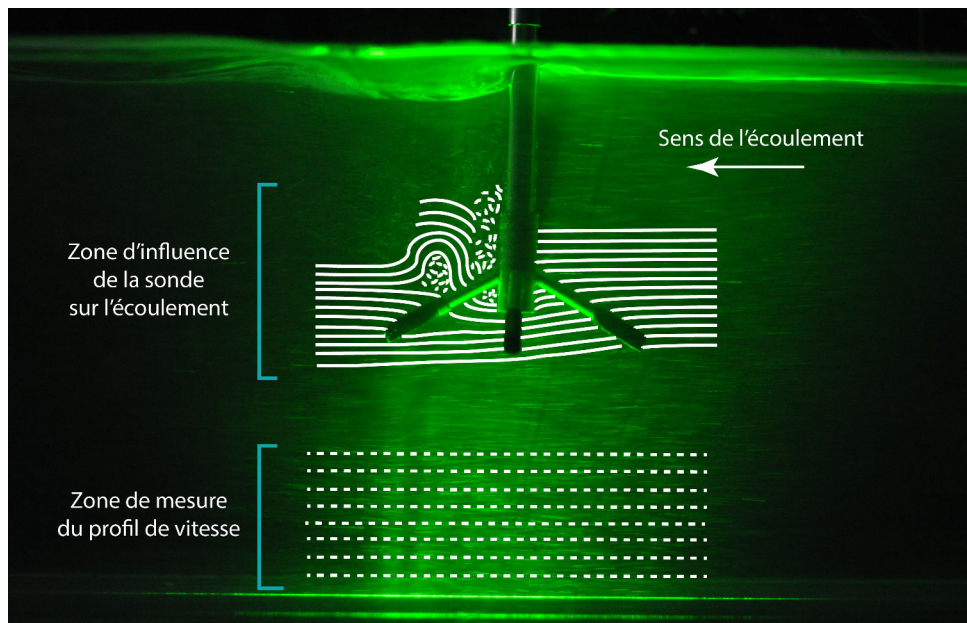


Figure II.18. Visualisation de l'écoulement dans le canal autour de l'instrument grâce à une nappe laser.

w2). La précision des vitesses mesurées par l'appareil fournie par le fabricant est de $\pm 0,5\%$ de la valeur mesurée $\pm 1 \text{ mm s}^{-1}$ (NortekAS). La résolution spatiale verticale de l'appareil peut être ajustée entre 1 et 4 mm. La fréquence d'acquisition des données de vitesse peut être choisie entre 1 et 100 Hz (Craig *et al.*, 2011). La fréquence d'échantillonnage a une influence négligeable sur les vitesses moyennes, mais affecte l'estimation de l'intensité turbulente (Ruonan *et al.*, 2016).

De plus, la position du lit sédimentaire par rapport à l'émetteur de l'ADVP est obtenue par l'enregistrement d'un simple écho, par le transducteur central (qui peut également servir de récepteur), à une fréquence de 1 Hz. Le point d'intensité maximale de l'écho est identifié comme la position de la surface rigide. Les mesures de vitesse et de la position du lit sont réalisées simultanément par l'ADVP.

L'ADVP permet de fournir un profil de vitesse de 35 mm de long, entre 40 et 75 mm de l'émetteur (Figure II.17) (Craig *et al.*, 2011). Cependant, la géométrie de la sonde provoque une diminution de la qualité du signal (rapport signal sur bruit : SNR, amplitude et corrélation du signal) de part et d'autre du point de qualité maximale, situé à 50 mm de l'émetteur. C'est à cette distance que les 4 faisceaux montrent un chevauchement maximal créant une zone appelée "sweet-spot" (Figure II.19). Au-dessus et en-dessous de cette zone, le bruit Doppler et la décorrélation du signal augmentent en raison du chevauchement décroissant des faisceaux individuels. Ainsi la qualité du signal dépend de la distance de la tête du transducteur (MacVicar *et al.*, 2014).

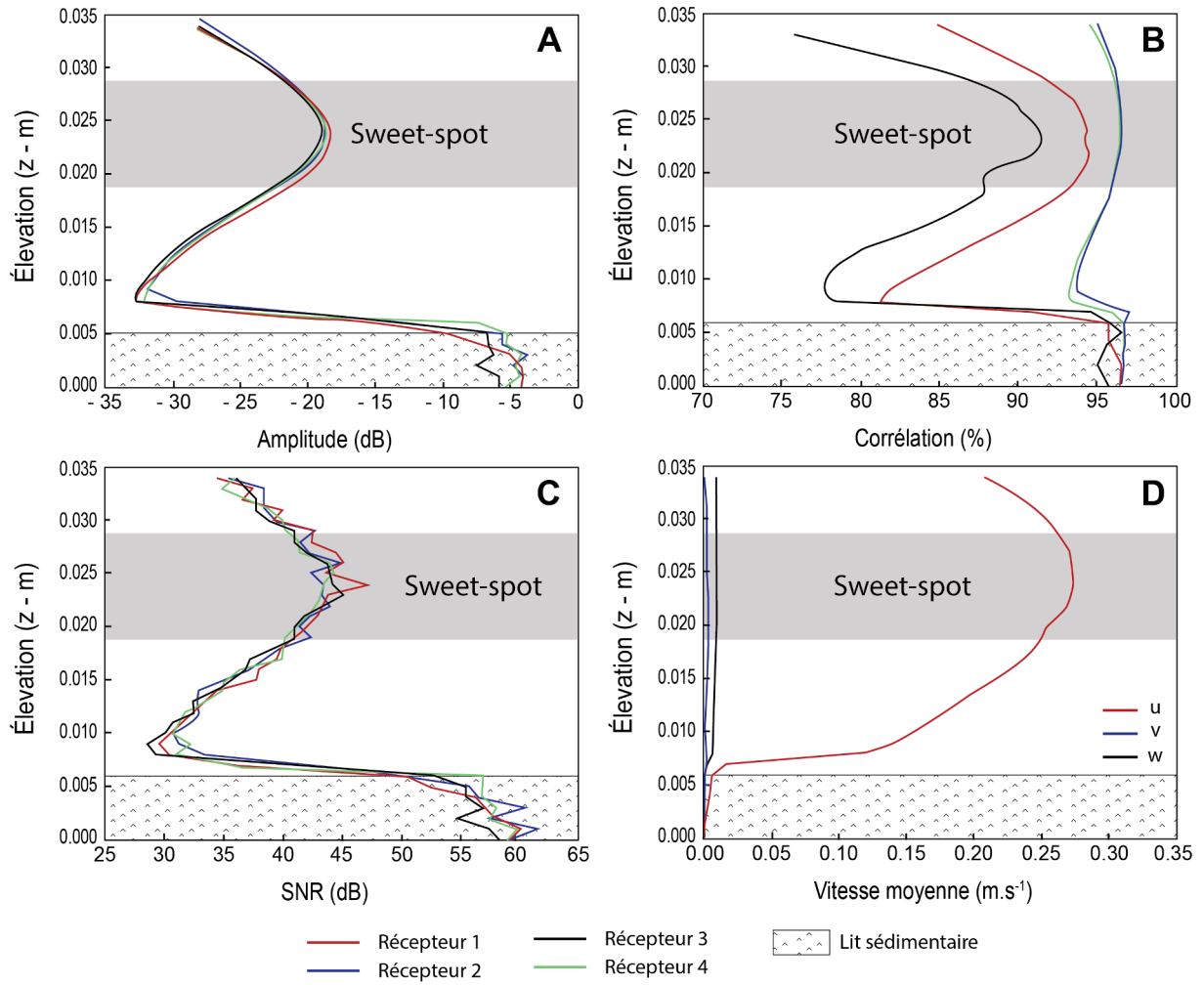


Figure II.19. Profils d'amplitude (A), de corrélation (B), de SNR (C) et de vitesse (D) obtenus pour les quatre récepteurs du Vectrino Profiler.

Afin d'observer les conséquences de la décroissance du signal en fonction de la position du sweet-spot sur les mesures de vitesse, deux enregistrements de 4 min ont été effectués le long : (i) d'un profil de 35 mm (ii) et d'un profil de 20 mm en abaissant l'instrument de 10 mm vers le fond. Le sweet-spot est donc situé entre 0,016 et 0,025 m d'élévation dans le cas du profil de 35 mm, et entre 0,004 et 0,013 m dans le cas du profil du 20 mm ce qui permet de le placer plus proche du lit. La figure II.20 montre une différence entre les deux enregistrements entre 1 et 6 % de corrélation et entre 12,5 et 17 dB de SNR, en dehors du sweet-spot. Ces deux paramètres possèdent des valeurs plus importantes pour le profil de 20 mm sur la partie basse du profil, entre 2 et 12 mm, tandis que les valeurs de SNR et de corrélation sont plus importantes dans la partie haute du profil, au delà de 12 mm de hauteur. Ces différences sont dues à la modification de l'emplacement du sweet-spot entre les deux profils, décalés de 10 mm. Ce phénomène induit une sous-estimation de la vitesse moyenne de plus de 10 % dans les 10 mm du profil les plus proches du fond (Figure

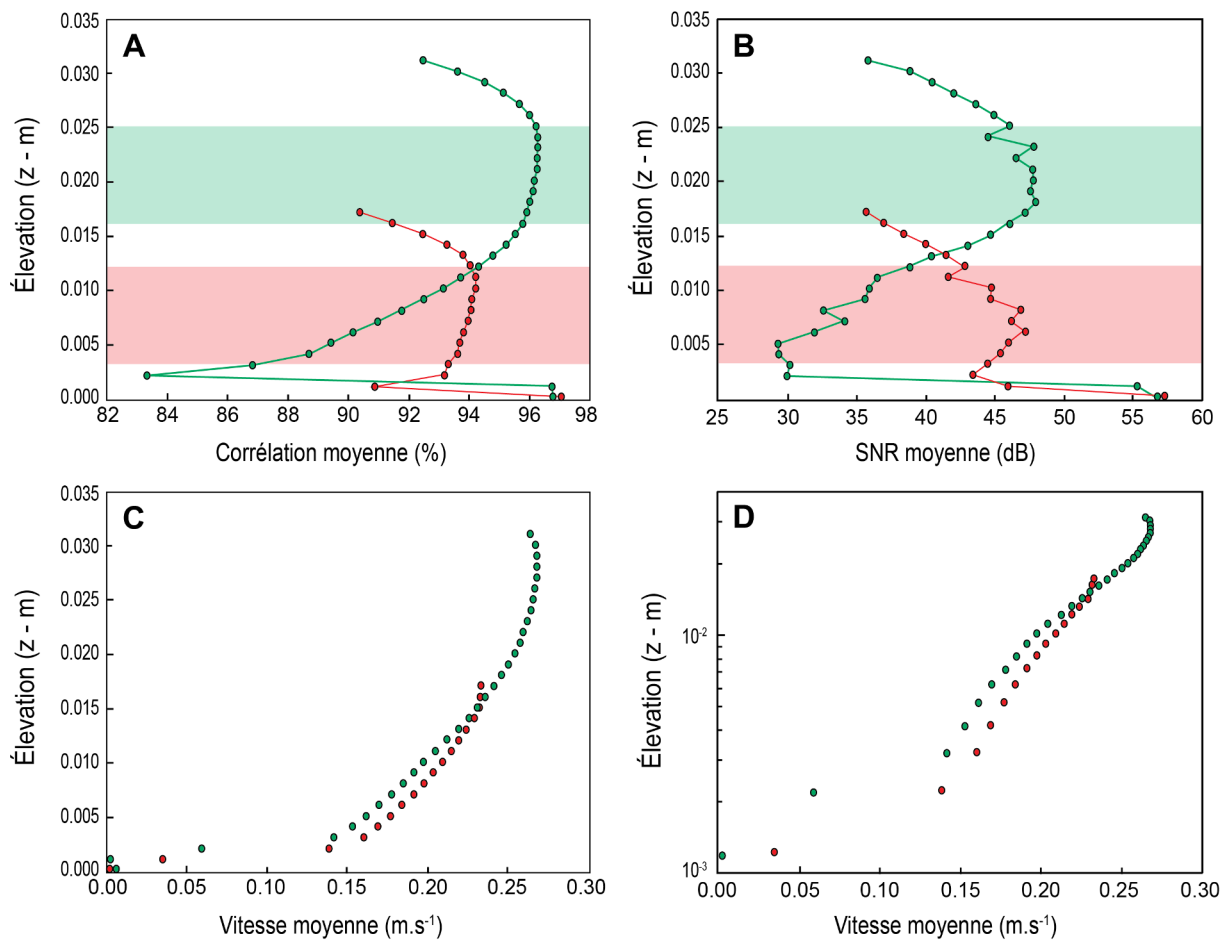


Figure II.20. Comparaison entre les profils de corrélation (A), de SNR (B) et de vitesses (échelle verticale linéaire (C), échelle verticale logarithmique (D)), obtenus pour différents emplacements du sweet-spot. Les données de corrélation et de SNR représentent l'enregistrement par un seul récepteur (récepteur 1). En rouge un profil de 20 mm de hauteur, en vert le profil de 35 mm de hauteur. Les sweet-spots de chaque profil sont dessinés.

II.20 ; MacVicar *et al.*, 2014 ; Brand *et al.*, 2016). Finalement, dans une gamme de 10 mm autour du sweet-spot, le signal est constant, de meilleure qualité et la vitesse moyenne obtenue ne montre pas de déviation en comparaison avec d'autres techniques de mesures (ADV – Zedel et Hay, 2011 ; Brand *et al.*, 2016, PIV – Craig *et al.*, 2011, Figure II.21).

Il est important de faire attention à la base du profil car les vitesses moyennes enregistrées à l'interface eau-sédiment sont biaisées par d'importants échos sur le fond, qui interfèrent avec le signal émis. L'extension de la région d'interférence dépend du type de matériel testé (rugosité, porosité) et a été estimée entre 3 et 5 mm au dessus du fond (Rusello et Allard, 2012 ; Wengrove et Foster, 2014 ; Koca *et al.*, 2017).

Concernant la turbulence de l'écoulement, Brand *et al.* (2016) ont montré que les composantes de la vitesse verticale sont très sensibles au bruit et à la décorrélation du signal, ce qui peut affecter l'estimation de la turbulence, en particulier proche du fond.

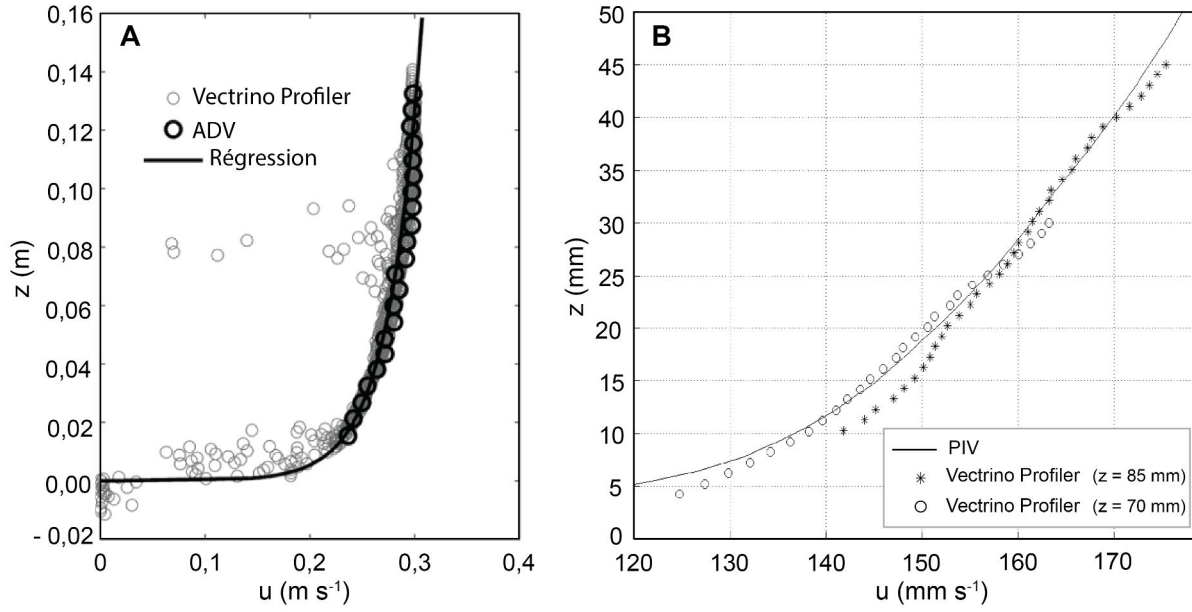


Figure II.21. Comparaison des profils de vitesse obtenue par le Vectrino Profiler avec l'ADV (A – Brand et al. (2016)) et la PIV (B – Craig et al. (2011)).

Cependant, ils montrent que la contribution du bruit est différente pour les composantes verticales w_1 et w_2 , et recommandent d'utiliser seulement w_1 pour le calcul de la turbulence dans la direction u , puisque u et w_1 sont obtenus à partir du même système de faisceaux.

b) Méthodologie d'acquisition des profils de vitesse

Il est tout d'abord nécessaire d'effectuer l'ensemencement de l'écoulement par des microsphères creuses en verre (Spherical 110P8 - Potters Industry), recommandées par le constructeur, pour pouvoir enregistrer les profils de vitesses. Elles possèdent un diamètre médian de $10\ \mu\text{m}$ et une densité de $1,10\ \text{g cm}^{-3}$. Étant donné qu'un profil total de 35 mm ne fournit pas un signal de bonne qualité sur toute la longueur du profil, une autre méthode a été utilisée. Des profils d'environ 25 mm ont été obtenus dans la couche limite en empilant cinq profils de 10 mm (autour du sweet-spot) avec des zones de chevauchement d'environ 5 mm entre chaque profil (Figure II.22). La position du lit sédimentaire, déterminé par l'ADVP, permet de replacer tous les profils par rapport au niveau de référence donné par la surface plane du lit. La région d'interférence située à l'interface eau-sédiment est différente en fonction des profils, son étendue peut varier mais les points de mesure s'y situant ne sont pas pris en compte dans les interprétations.

Le Vectrino Profiler a été configuré avec la fréquence maximale de l'appareil (100 Hz) couplée à sa résolution spatiale optimale (1 mm) afin d'estimer les propriétés turbulentes

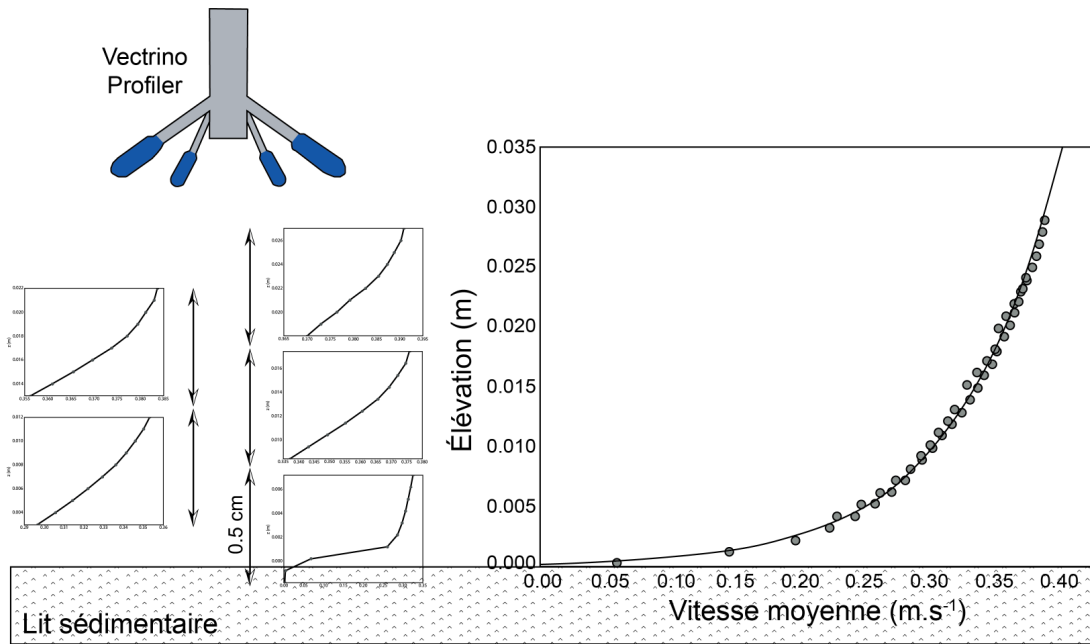


Figure II.22. Protocole d'obtention d'un profil par empilement de cinq profils de 10 mm.

de l'écoulement. La fréquence d'échantillonnage a une influence négligeable sur les vitesses moyennes, mais affecte l'estimation de l'intensité turbulente (Ruonan *et al.*, 2016).

Dans le but d'estimer efficacement la durée minimum nécessaire à chaque enregistrement, un test de convergence a été établi sur la vitesse moyenne de l'écoulement à 1 cm au-dessus du fond. Une durée de 300 secondes pour le test a permis d'observer une stabilisation de la courbe au bout de 90 secondes (Figure II.23). Pour chaque profil de vitesse, une durée d'échantillonnage de 120 secondes a donc été retenue. Ainsi, pour un profil complet qui comprend cinq enregistrements, la durée totale d'une expérience est

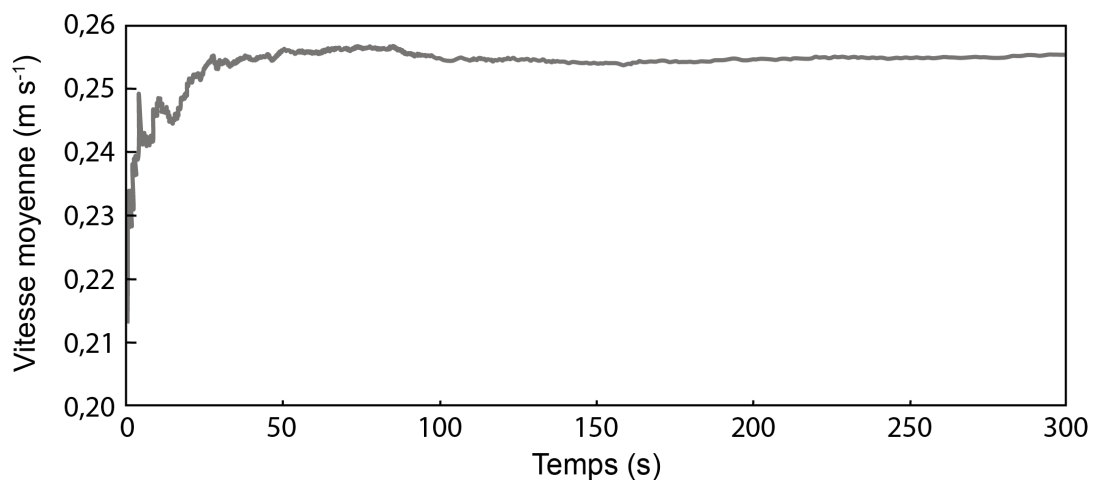


Figure II.23. Test de convergence de la vitesse moyenne horizontale ($\bar{u}$) de l'écoulement à 1 cm au-dessus du fond.

d'environ 10 minutes. En raison du grand nombre d'expériences réalisées (8 espèces de mollusques, 5 tailles de grains, jusqu'à 10 réplicats par échantillon), seuls les 3 premiers cm de la colonne d'eau ont été échantillonnés avec le Vectrino Profiler. Ceci est suffisant pour estimer u_* à partir de la loi de la paroi, mais malheureusement les profils de vitesse ne capturent pas systématiquement toute l'étendue de la couche logarithmique et par conséquent, son épaisseur ne peut pas toujours être déterminée.

Les données ont finalement été filtrées, en ne conservant que les valeurs ayant une SNR supérieure à 20 dB et une corrélation de la paire de faisceaux utilisés pour le calcul de u et w_1 supérieure à 80 %. Ces valeurs ont été utilisées d'après les normes recommandées par le constructeur (Figure II.24).

Dans le cas du calcul de la contrainte turbulente, il est nécessaire d'obtenir les valeurs de fluctuation de vitesse en deux dimensions (u' et w'). Le Vectrino Profiler fournit deux valeurs de vitesse verticale w_1 et w_2 . Initialement τ_{turb} a été calculé en utilisant w comme moyenne arithmétique de w_1 et w_2 . Les profils de contraintes qui en découlaient étaient incohérents, et plus particulièrement pour les données proches de l'interface eau-sédiment. Suivant les recommandations de Brand *et al.* (2016) seul w_1 a été utilisé pour le calcul de la contrainte de Reynolds (Équation II.14).

$$\tau_{turb} = \rho \overline{u'w_1'} \quad (\text{II.14})$$

Les profils obtenus sont plus cohérents (Figure II.29). Cependant, il faut être très prudents avec ces données car l'estimation de la turbulence est plus sensible aux effets de bruit et

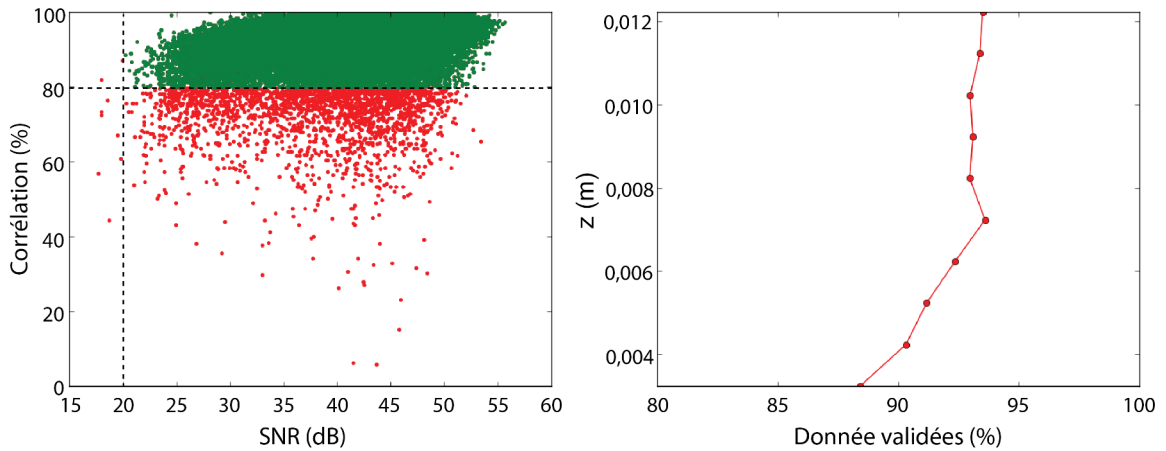


Figure II.24. (A) Exemple de données filtrées (points verts : valeurs filtrées, points rouges : données brutes). (B) Pourcentage de données validées à la suite du filtre.

de décorrélation que la vitesse moyenne.

II.4.3 Profilométrie et contrainte critique de cisaillement

Deux méthodes ont été utilisées dans le but d'estimer la contrainte critique de cisaillement au-dessus des différents lits bioclastiques mono-spécifiques. Tout d'abord, la loi de la paroi permet l'évaluation de la contrainte grâce au calcul de la vitesse critique de cisaillement. Celle-ci est déterminée avec la pente de la couche log des profils de vitesse mesurés au-dessus du fond. La contrainte peut également être estimée grâce à la turbulence de l'écoulement, calculée à partir des mesures de fluctuation de vitesse.

Les vitesses obtenues au seuil de mise en mouvement ont été mesurées sous un écoulement hydrauliquement lisse à rugueux. Le régime de l'écoulement dépend de la combinaison entre la taille de grain, de l'espèce et de la vitesse de l'écoulement. Lorsque la couche limite turbulente est visible dans son intégralité, elle s'étend entre 1,5 et 2,5 cm au-dessus du lit. L'extension de la couche logarithmique dépend de la rugosité du lit (diamètre des grains) et de la vitesse de l'écoulement. Étant donné que l'ADVP ne permet pas de mesurer des points échantillonnés dans les premiers millimètres au-dessus de l'interface eau-sédiment (fortes réflexions acoustiques sur le fond), les vitesses n'ont pas été enregistrées dans la sous-couche visqueuse.

II.4.3.1 Profils de vitesse moyenne et contrainte critique de cisaillement – loi de la paroi

Les vitesses critiques de cisaillement sur le fond ont été estimées grâce à l'ajustement de l'équation de la loi de la paroi (ou loi log) avec les données expérimentales au niveau de la couche logarithmique. Les profils de vitesse ont été tracés pour chaque combinaison diamètre/espèce suivant le protocole établi (Figures II.14 et II.22). La figure II.25 compile les profils résultant d'un réplikat pour chaque espèce de la fraction granulométrique 125 - 200 mm (autres profils consultables en annexe B). Des variations importantes se distinguent, la forme des profils diffère engendrant des pentes plus ou moins fortes suivant l'espèce.

Les profils de vitesse permettent d'obtenir la hauteur de vitesse nulle, z_0 . Ce paramètre est impliqué dans le calcul de k_s grâce aux équations II.6 et II.5. La longueur équivalente de rugosité est importante pour les modèles de transport sédimentaire. Les valeurs obtenues pour des lits composés de débris coquilliers mono-spécifiques sont reportés dans le Tableau II.3. La longueur équivalente de rugosité ainsi que la dispersion des valeurs augmentent

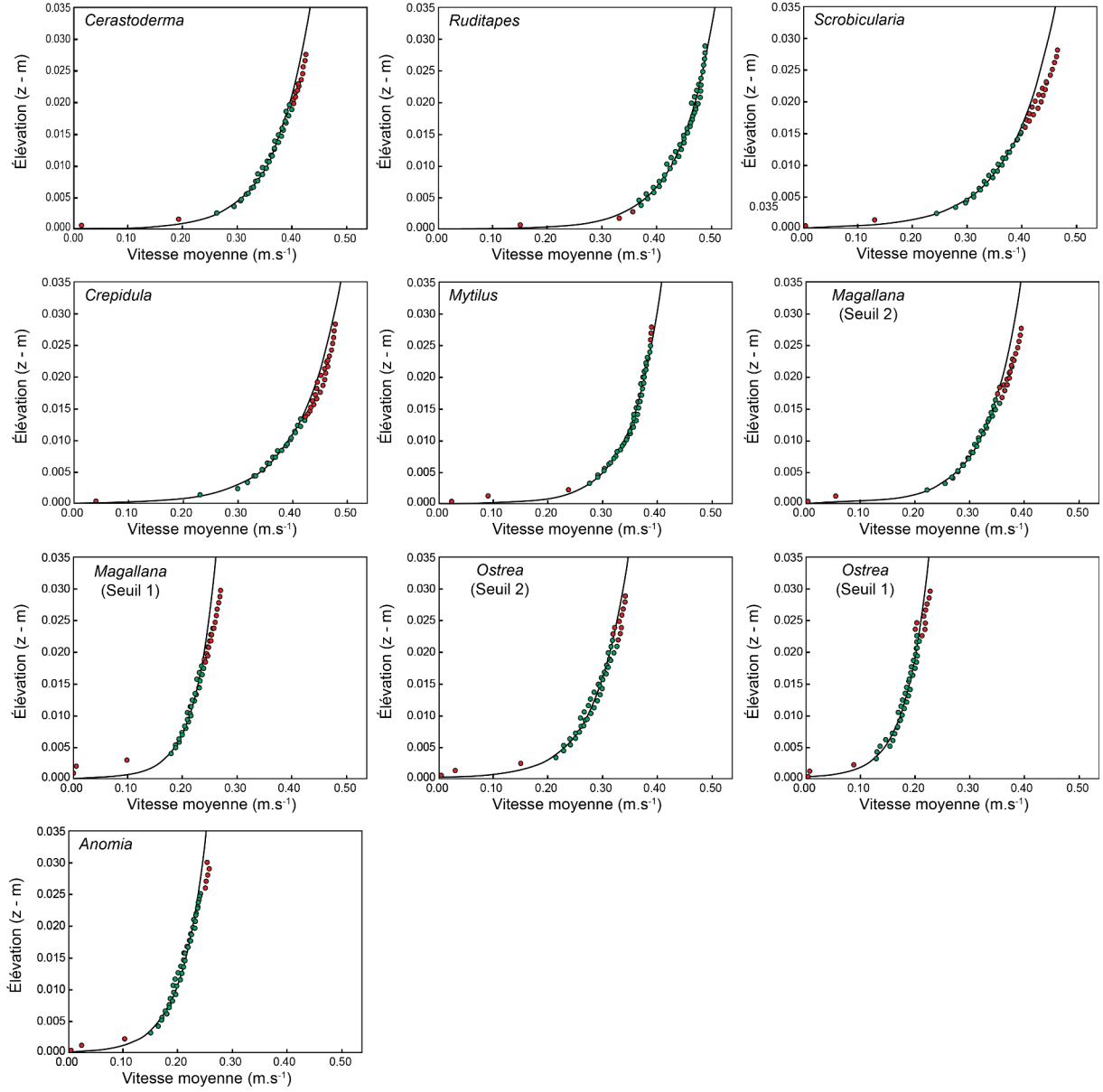


Figure II.25. Profils de vitesse au-dessus des lits sédimentaires des huit espèces pour la fraction 1,25 - 2 mm. Les points verts représentent les valeurs considérées pour la régression de la loi log.

avec le diamètre de tamis (Figure II.26). Aucune influence claire de l'espèce sur k_s n'est observée. Considérant les valeurs moyennes, k_s est dans la gamme de 1 à 3 D_{sieve} . Basé sur la compilation de données expérimentales sur le terrain et en canal, Van Rijn (1993) montre que k_s est de l'ordre de 1 à 10 D_{90} , et plus communément entre 2 et 3 D_{90} pour les lits plans non mobiles dans un canal d'eau claire. Weill *et al.* (2010) ont obtenu la relation $k_s = 2,56 D_{sieve}$ avec des données acquises sur du sable bioclastique tamisé. Ici, la corrélation des données (k_s vs D_{sieve}) est en accord avec les études précédentes.

Les valeurs de contrainte critique de cisaillement découlant des profils de vitesse, et calculées à l'aide de l'équation II.8, sont listées dans le tableau II.3 et sont tracées sur

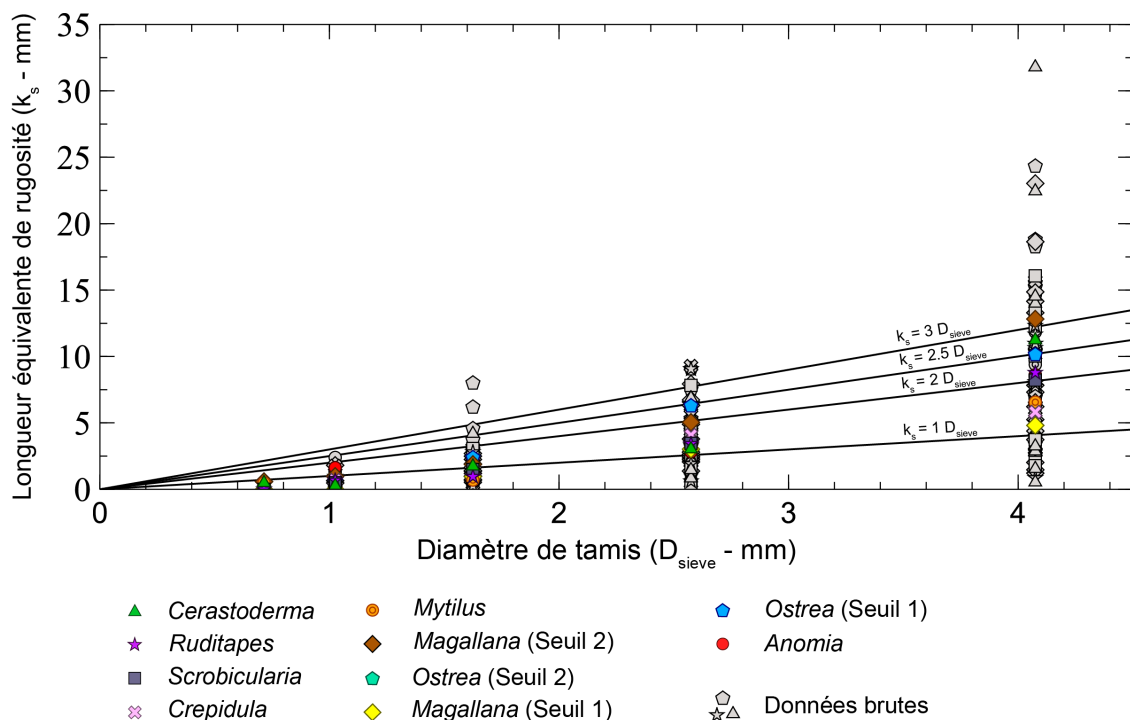


Figure II.26. Longueur équivalente de rugosité en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce. A des fins de comparaison, k_s est également tracé en tant que fonction linéaire.

la figure II.27 pour toutes les espèces en fonction du diamètre de grain. Pour chaque espèce, τ_{0cr} augmente avec la taille de grain. Les valeurs moyennes ainsi que les écarts-types calculés pour l'ensemble des répliquats ont été reportés. A titre de comparaison, une enveloppe (cf. enveloppe bleue, Figure II.27) représentant les valeurs les plus faibles et les plus fortes des écart-types toutes espèces confondues a été dessinée. Au sein de chaque classe d'espèces, τ_{0cr} et l'écart-type de τ_{0cr} calculé à partir des répliquats augmentent avec le diamètre des particules. Ceci peut être attribué à plusieurs facteurs : (i) la progression des tailles de tamis suit une échelle logarithmique, les fractions de tamis les plus grandes contiennent une plus grande gamme de diamètres de grain ; (ii) malgré toutes les précautions prises lors de la préparation du lit coquillier entre les répliquats, certaines différences dans l'arrangement des particules et de rugosité ont été observées ; (iii) l'intensité de la turbulence dans le canal augmente avec la hausse de la vitesse de l'écoulement nécessaire à la mobilisation du sédiment. Des bouffées de turbulence apparaissant de façon aléatoire, à des vitesses d'écoulement variables, sont susceptibles de déstabiliser le lit et de déclencher le mouvement ; (iv) l'importance du facteur de forme des particules croît avec l'augmentation du diamètre de grain.

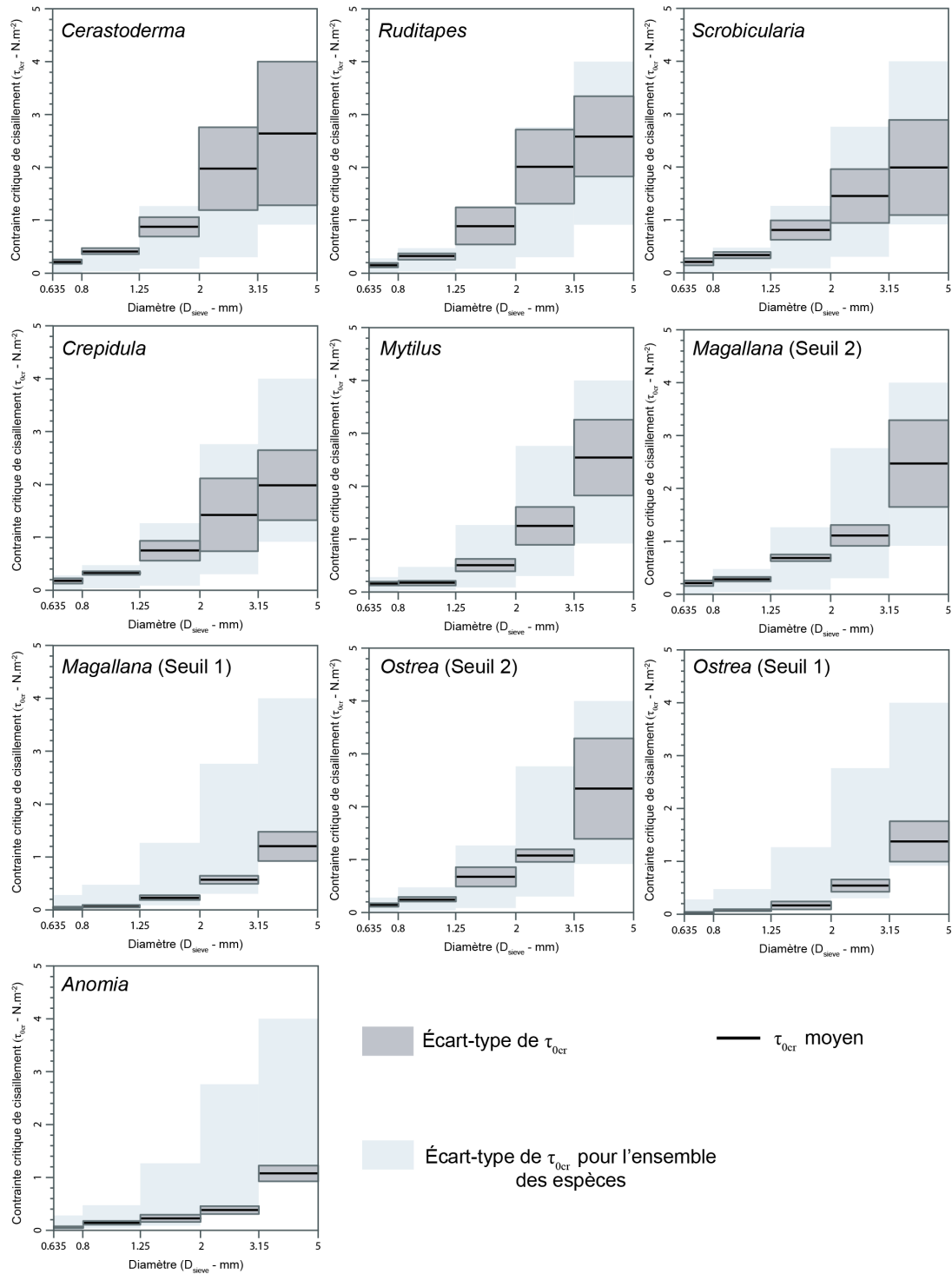


Figure II.27. Contrainte critique de cisaillement sur le fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce. La ligne noire et l'enveloppe grise sont respectivement la moyenne et l'écart-type des valeurs de τ_{0cr} obtenues pour l'ensemble des répliquats de chaque échantillon. L'enveloppe bleue représente l'écart-type des valeurs de τ_{0cr} toutes espèces confondues.

Tableau II.3. Paramètres hydrodynamiques issus de l'analyse des profils de vitesse au-dessus des échantillons de chaque espèce et classe granulométrique au seuil de mise en mouvement.

Espèces (Équations)	D_{sieve} (mm)	u_* (m s^{-1}) (II.7)	Re_* (II.4)	k_s (m) (II.5/II.6)	τ_{0cr} (N m^{-2}) (II.8)	w_s (m s^{-1})	Θ (II.12)	Mn (II.13)
<i>Crepidula</i>	0,715	$1,31 \times 10^{-2}$	9,3	-	$1,74 \times 10^{-1}$	$8,43 \times 10^{-2}$	$1,38 \times 10^{-2}$	$1,55 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,80 \times 10^{-2}$	18,5	$6,86 \times 10^{-4}$	$3,25 \times 10^{-1}$	$9,41 \times 10^{-2}$	$1,79 \times 10^{-2}$	$1,92 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,71 \times 10^{-2}$	44,1	$1,47 \times 10^{-3}$	$7,44 \times 10^{-1}$	$1,08 \times 10^{-1}$	$2,59 \times 10^{-2}$	$2,50 \times 10^{-1}$
	2,575	$3,68 \times 10^{-2}$	94,8	$4,08 \times 10^{-3}$	1,42	$1,25 \times 10^{-1}$	$3,13 \times 10^{-2}$	$2,95 \times 10^{-1}$
	4,075	$4,41 \times 10^{-2}$	179,8	$5,82 \times 10^{-3}$	1,98	$1,43 \times 10^{-1}$	$2,76 \times 10^{-2}$	$3,08 \times 10^{-1}$
<i>Scrobicularia</i>	0,715	$1,42 \times 10^{-2}$	10,1	$5,62 \times 10^{-4}$	$2,05 \times 10^{-1}$	$8,35 \times 10^{-2}$	$1,64 \times 10^{-2}$	$1,70 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,82 \times 10^{-2}$	18,6	$4,94 \times 10^{-4}$	$3,33 \times 10^{-1}$	$8,74 \times 10^{-2}$	$1,86 \times 10^{-2}$	$2,08 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,83 \times 10^{-2}$	46,0	$1,49 \times 10^{-3}$	$8,08 \times 10^{-1}$	$9,26 \times 10^{-2}$	$2,84 \times 10^{-2}$	$3,06 \times 10^{-1}$
	2,575	$3,75 \times 10^{-2}$	96,7	$3,46 \times 10^{-3}$	1,45	$9,81 \times 10^{-2}$	$3,22 \times 10^{-2}$	$3,83 \times 10^{-1}$
	4,075	$4,36 \times 10^{-2}$	177,6	$8,22 \times 10^{-3}$	1,99	$1,04 \times 10^{-1}$	$2,79 \times 10^{-2}$	$4,19 \times 10^{-1}$
<i>Cerastoderma</i>	0,715	$1,46 \times 10^{-2}$	10,4	$4,83 \times 10^{-4}$	$2,14 \times 10^{-1}$	$8,73 \times 10^{-2}$	$1,72 \times 10^{-2}$	$1,67 \times 10^{-1}$
	1,025	$2,03 \times 10^{-2}$	20,8	$2,62 \times 10^{-4}$	$4,13 \times 10^{-1}$	$9,31 \times 10^{-2}$	$2,32 \times 10^{-2}$	$2,18 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,95 \times 10^{-2}$	47,9	$1,74 \times 10^{-3}$	$8,76 \times 10^{-1}$	$1,01 \times 10^{-1}$	$3,10 \times 10^{-2}$	$2,92 \times 10^{-1}$
	2,575	$4,36 \times 10^{-2}$	112,4	$3,03 \times 10^{-3}$	1,97	$1,10 \times 10^{-1}$	$4,41 \times 10^{-2}$	$3,98 \times 10^{-1}$
	4,075	$4,99 \times 10^{-2}$	203,2	$1,12 \times 10^{-2}$	2,64	$1,19 \times 10^{-1}$	$3,73 \times 10^{-2}$	$4,19 \times 10^{-1}$
<i>Ruditapes</i>	0,715	$1,21 \times 10^{-2}$	8,6	-	$1,48 \times 10^{-1}$	$9,06 \times 10^{-2}$	$1,20 \times 10^{-2}$	$1,33 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,83 \times 10^{-2}$	18,8	$6,69 \times 10^{-4}$	$3,37 \times 10^{-1}$	$1,00 \times 10^{-1}$	$1,91 \times 10^{-2}$	$1,82 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,97 \times 10^{-2}$	48,3	$9,58 \times 10^{-4}$	$9,06 \times 10^{-1}$	$1,14 \times 10^{-1}$	$3,24 \times 10^{-2}$	$2,60 \times 10^{-1}$
	2,575	$4,45 \times 10^{-2}$	114,5	$3,42 \times 10^{-3}$	2,02	$1,30 \times 10^{-1}$	$4,57 \times 10^{-2}$	$3,42 \times 10^{-1}$
	4,075	$5,04 \times 10^{-2}$	205,5	$8,77 \times 10^{-3}$	2,60	$1,48 \times 10^{-1}$	$3,71 \times 10^{-2}$	$3,41 \times 10^{-1}$
<i>Mytilus</i>	0,715	$1,25 \times 10^{-2}$	9,0	$4,74 \times 10^{-4}$	$1,59 \times 10^{-1}$	$5,98 \times 10^{-2}$	$1,36 \times 10^{-2}$	$2,10 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,29 \times 10^{-2}$	13,3	-	$1,69 \times 10^{-1}$	$6,52 \times 10^{-2}$	$1,01 \times 10^{-2}$	$1,98 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,24 \times 10^{-2}$	36,3	$6,98 \times 10^{-4}$	$5,05 \times 10^{-1}$	$7,29 \times 10^{-2}$	$1,91 \times 10^{-2}$	$3,07 \times 10^{-1}$
	2,575	$3,50 \times 10^{-2}$	90,2	$3,39 \times 10^{-3}$	1,25	$8,14 \times 10^{-2}$	$2,98 \times 10^{-2}$	$4,30 \times 10^{-1}$
	4,075	$5,00 \times 10^{-2}$	203,8	$6,56 \times 10^{-3}$	2,54	$9,09 \times 10^{-2}$	$3,82 \times 10^{-2}$	$5,50 \times 10^{-1}$
<i>Anomia</i>	0,715	$7,20 \times 10^{-3}$	5,1	-	$5,35 \times 10^{-2}$	$2,33 \times 10^{-2}$	$4,68 \times 10^{-3}$	$3,09 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,18 \times 10^{-2}$	12,1	$1,63 \times 10^{-3}$	$1,40 \times 10^{-1}$	$2,77 \times 10^{-2}$	$8,54 \times 10^{-3}$	$4,26 \times 10^{-1}$
	1,625	$1,48 \times 10^{-2}$	24,0	$1,62 \times 10^{-3}$	$2,23 \times 10^{-1}$	$3,47 \times 10^{-2}$	$8,56 \times 10^{-3}$	$4,26 \times 10^{-1}$
	2,575	$1,95 \times 10^{-2}$	50,2	$2,82 \times 10^{-3}$	$3,83 \times 10^{-1}$	$4,34 \times 10^{-2}$	$9,28 \times 10^{-3}$	$4,49 \times 10^{-1}$
	4,075	$3,27 \times 10^{-2}$	133,4	$7,97 \times 10^{-3}$	1,07	$5,43 \times 10^{-2}$	$1,65 \times 10^{-2}$	$6,03 \times 10^{-1}$
<i>Magallana</i> (Seuil 1)	0,715	$6,43 \times 10^{-3}$	4,6	-	$4,29 \times 10^{-2}$	$3,84 \times 10^{-2}$	$5,65 \times 10^{-3}$	$1,67 \times 10^{-1}$
	1,025	$8,10 \times 10^{-3}$	8,3	-	$6,72 \times 10^{-2}$	$4,48 \times 10^{-2}$	$6,18 \times 10^{-3}$	$1,81 \times 10^{-1}$
	1,625	$1,50 \times 10^{-2}$	24,5	$9,56 \times 10^{-4}$	$2,28 \times 10^{-1}$	$5,45 \times 10^{-2}$	$1,32 \times 10^{-2}$	$2,76 \times 10^{-1}$
	2,575	$2,38 \times 10^{-2}$	61,2	$3,02 \times 10^{-3}$	$5,66 \times 10^{-1}$	$6,63 \times 10^{-2}$	$2,07 \times 10^{-2}$	$3,59 \times 10^{-1}$
	4,075	$3,45 \times 10^{-2}$	140,5	$4,81 \times 10^{-3}$	1,20	$8,06 \times 10^{-2}$	$2,78 \times 10^{-2}$	$4,28 \times 10^{-1}$
<i>Magallana</i> (Seuil 2)	0,715	$1,25 \times 10^{-2}$	10,4	$5,82 \times 10^{-4}$	$1,56 \times 10^{-1}$	$3,84 \times 10^{-2}$	$2,06 \times 10^{-2}$	$3,26 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,68 \times 10^{-2}$	17,2	$9,76 \times 10^{-4}$	$2,84 \times 10^{-1}$	$4,48 \times 10^{-2}$	$2,61 \times 10^{-2}$	$3,76 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,62 \times 10^{-2}$	42,5	$1,87 \times 10^{-3}$	$6,84 \times 10^{-1}$	$5,45 \times 10^{-2}$	$3,97 \times 10^{-2}$	$4,80 \times 10^{-1}$
	2,575	$3,32 \times 10^{-2}$	85,4	$5,04 \times 10^{-3}$	1,11	$6,63 \times 10^{-2}$	$4,05 \times 10^{-2}$	$5,01 \times 10^{-1}$
	4,075	$4,91 \times 10^{-2}$	199,9	$1,28 \times 10^{-2}$	2,47	$8,06 \times 10^{-2}$	$5,71 \times 10^{-2}$	$6,09 \times 10^{-1}$
<i>Ostrea</i> (Seuil 1)	0,715	$5,11 \times 10^{-3}$	3,6	-	$2,74 \times 10^{-2}$	$4,39 \times 10^{-2}$	$3,87 \times 10^{-3}$	$1,16 \times 10^{-1}$
	1,025	$8,52 \times 10^{-3}$	8,7	$6,29 \times 10^{-4}$	$7,31 \times 10^{-2}$	$4,94 \times 10^{-2}$	$7,18 \times 10^{-3}$	$1,73 \times 10^{-1}$
	1,625	$1,27 \times 10^{-2}$	20,6	$2,38 \times 10^{-3}$	$1,68 \times 10^{-1}$	$5,74 \times 10^{-2}$	$1,04 \times 10^{-2}$	$2,21 \times 10^{-1}$
	2,575	$2,33 \times 10^{-2}$	59,9	$6,28 \times 10^{-3}$	$5,45 \times 10^{-1}$	$6,66 \times 10^{-2}$	$2,13 \times 10^{-2}$	$3,49 \times 10^{-1}$
	4,075	$3,68 \times 10^{-2}$	149,9	$1,01 \times 10^{-2}$	1,37	$7,73 \times 10^{-2}$	$3,40 \times 10^{-2}$	$4,76 \times 10^{-1}$
<i>Ostrea</i> (Seuil 2)	0,715	$1,19 \times 10^{-2}$	8,5	-	$1,43 \times 10^{-1}$	$4,39 \times 10^{-2}$	$2,02 \times 10^{-2}$	$2,71 \times 10^{-1}$
	1,025	$1,55 \times 10^{-2}$	15,9	$6,10 \times 10^{-4}$	$2,43 \times 10^{-1}$	$4,94 \times 10^{-2}$	$2,39 \times 10^{-2}$	$3,14 \times 10^{-1}$
	1,625	$2,58 \times 10^{-2}$	41,9	$4,05 \times 10^{-3}$	$6,75 \times 10^{-1}$	$5,74 \times 10^{-2}$	$4,19 \times 10^{-2}$	$4,50 \times 10^{-1}$
	2,575	$3,28 \times 10^{-2}$	84,5	$4,33 \times 10^{-3}$	1,08	$6,66 \times 10^{-2}$	$4,22 \times 10^{-2}$	$4,93 \times 10^{-1}$
	4,075	$4,76 \times 10^{-2}$	194,0	$1,26 \times 10^{-2}$	2,34	$7,73 \times 10^{-2}$	$5,79 \times 10^{-2}$	$6,16 \times 10^{-1}$

Les particules plates peuvent montrer une bonne résistance à l'écoulement, mais le lit peut être rapidement mis en mouvement par saltation, car une fois déstabilisées, les particules offrent une plus grande surface projetée à l'écoulement.

Des différences significatives de seuil de mise en mouvement sont observées entre les espèces et sont exacerbées avec l'augmentation de la taille des grains. *Ruditapes* et *Cerastoderma* montrent les τ_{0cr} les plus élevées avec des valeurs moyennes d'environ $2,6 \text{ N m}^{-2}$ pour la fraction $3,15 - 5 \text{ mm}$. *Anomia* est l'espèce la plus facile à mobiliser avec un τ_{0cr} de 1 N m^{-2} pour la fraction $3,15 - 5 \text{ mm}$. Pour le même diamètre de grain, *Crepidula* et *Scrobicularia* ont des τ_{0cr} intermédiaires avec des valeurs moyennes égales à environ 2 N m^{-2} . La structure particulière des huîtres (*Ostrea* et *Magallana*), composée de feuillets, interstratifiés avec des couches crayeuses amorphes, a conduit à la définition de deux seuils de mise en mouvement différents. Avec une très faible densité, les blocs amorphes ont été les premiers à se mobiliser (seuil 1). Certaines particules ont roulé à la surface du lit alors que d'autres ont été directement mises en suspension ou ont flotté à la surface de l'écoulement une fois détachées du lit. Les feuillets de calcite ont quant à eux montré une plus forte résistance à l'écoulement (seuil 2). Les différences de τ_{0cr} entre les grains amorphes et les feuillets dérivés des coquilles d'huîtres peuvent atteindre un facteur 2. Par exemple, pour la fraction de tamis $2 - 3,15 \text{ mm}$, τ_{0cr} va de $0,54 \text{ N m}^{-2}$ pour les particules crayeuses à $1,08 \text{ N m}^{-2}$ pour les feuillets.

Les valeurs moyennes de τ_{0cr} obtenues pour les huit espèces de différentes tailles listées dans le tableau II.3 ont également été reportées sur la figure II.28. Les données sont comparées à la courbe et à l'enveloppe empirique obtenue par Paphitis (2001) à partir d'une compilation d'expériences sur du sable silicoclastique. Les valeurs obtenues dans cette étude pour un échantillon de sable quartzeux (sable de Fontainebleau, diamètre médian : $142,5 \mu\text{m}$) et pour des billes de verre (diamètre médian : $1,025 \text{ mm}$) sont également indiquées. Les points sont situés sur la limite inférieure de l'enveloppe, validant la configuration expérimentale et les mesures effectuées.

Les valeurs de τ_{0cr} pour *Cerastoderma*, *Ruditapes* et *Scrobicularia* se situent dans l'enveloppe empirique pour des diamètres de tamis supérieur à 1 mm . Lorsque le diamètre est inférieur à 1 mm , les valeurs sont situées sur la limite inférieure de l'enveloppe, ou légèrement plus bas. Dans le détail, les débris provenant des coquilles de *Cerastoderma* et *Ruditapes* ont une résistance légèrement plus élevée à l'écoulement, comparés à *Scrobicularia*. Les valeurs de τ_{0cr} pour les fragments d'*Anomia* sont toujours inférieures à l'enveloppe, la différence augmentant avec la diminution de la taille des grains. Les débris de calcite foliés (seuil 2) des huîtres (*Ostrea* et *Magallana*) se comportent comme le pre-

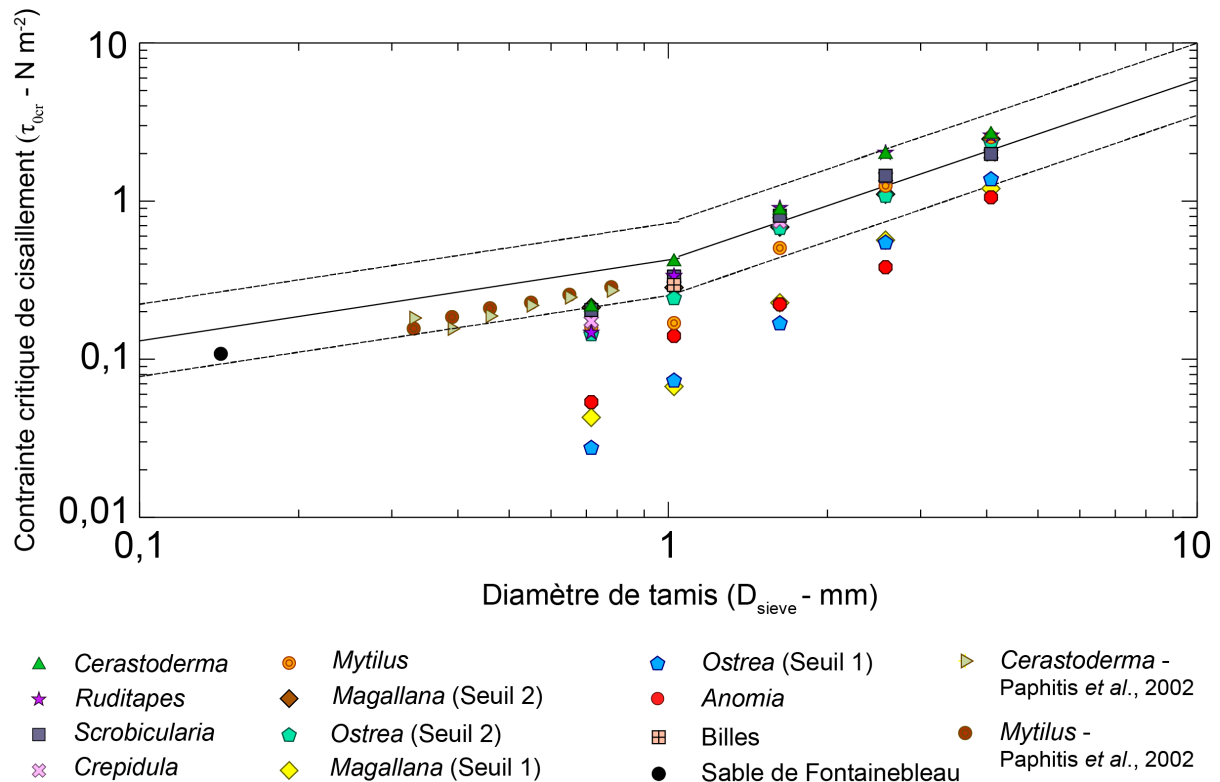


Figure II.28. Contrainte critique de cisaillement sur le fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce. La ligne solide et celles en pointillées représentent respectivement la courbe et l'enveloppe empiriques de seuil, obtenue par Paphitis (2001) sur du sable silicoclastique. Les données expérimentales des débris coquilliers des espèces *Cerastoderma* et *Mytilus* de Paphitis et al. (2002) sont également reportées.

mier groupe d'espèces (valeurs à l'intérieur de l'enveloppe, proche de *Scrobicularia*) tandis que les débris crayeux (seuil 1) montrent un τ_{0cr} faible, similaire à *Anomia*. Les débris dérivés des coquilles de *Mytilus* montrent des résultats plus variables, avec des valeurs de seuil incluses dans l'enveloppe pour le plus grand diamètre de tamis, et au-dessous de l'enveloppe pour des diamètres inférieurs à 2 mm.

II.4.3.2 Profils de contraintes turbulente et visqueuse

La présence de la zone d'interférence dans les premiers millimètres au-dessus du lit ne permet pas la prise en compte des données de turbulence dans cette région. Les valeurs des contraintes de Reynolds ont été moyennées entre 5 et 10 mm au-dessus du lit car il s'agit de la zone de contrainte maximale. Ces moyennes permettent de s'approcher des valeurs de τ_{turb} le plus proche du fond. De plus, les valeurs de τ_{visc} maximales sont toujours situées dans la zone d'interférence et ne peuvent donc pas être exploitées. Au-dessus de cette zone, cette contrainte est négligeable. (Figure II.29). Les contraintes ont donc été estimées seulement avec la contrainte turbulente.

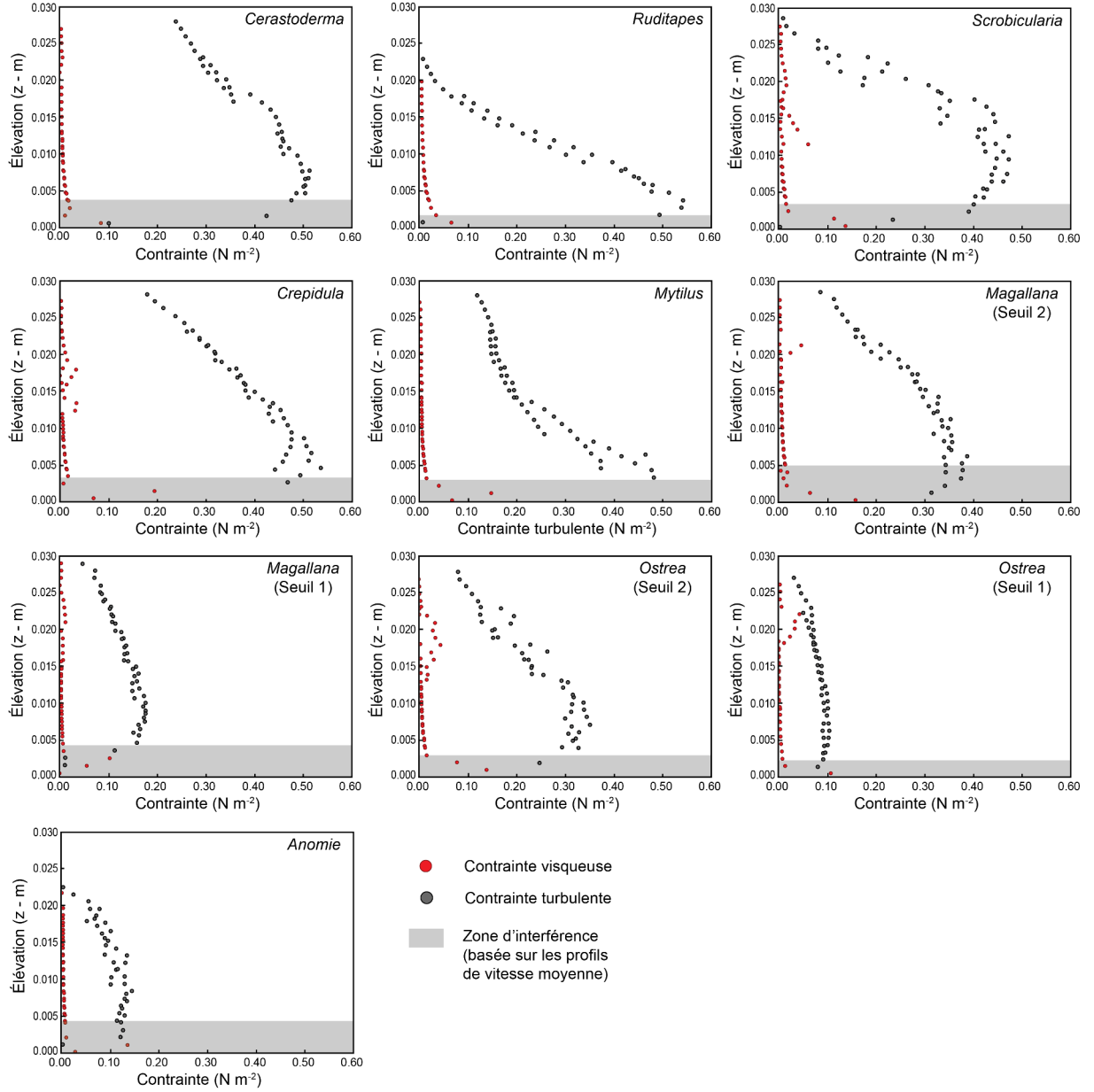


Figure II.29. Profils de turbulence au-dessus des lits sédimentaires pour la fraction 1,25 – 2 mm pour l'ensemble des espèces.

Les valeurs moyennes de τ_{turb} obtenues pour les huit espèces de différentes tailles listées dans le Tableau II.4 ont également été reportées sur la Figure II.30. Les données sont comparées à la courbe et à l'enveloppe empirique obtenues par Paphitis (2001). Les valeurs de τ_{turb} calculées à l'aide de l'équation II.14 sont listées dans le tableau II.4 et les profils sont tracés sur la figure II.29 pour toutes les espèces pour la classe granulométrique 125 – 200 mm.

Tableau II.4. Contrainte turbulente moyenne entre 5 et 10 mm au-dessus du lit sédimentaire de chaque espèce et classe granulométrique au seuil de mise en mouvement.

Espèces	D_{sieve} mm	τ_{turb} $N\ m^{-2}$	Écart-type $N\ m^{-2}$
<i>Crepidula</i>	0,715	$1,74 \times 10^{-1}$	$5,18 \times 10^{-2}$
	1,025	$3,25 \times 10^{-1}$	$3,13 \times 10^{-2}$
	1,625	$7,44 \times 10^{-1}$	$1,90 \times 10^{-1}$
	2,575	1,43	$6,92 \times 10^{-1}$
	4,075	1,98	$6,63 \times 10^{-1}$
<i>Scrobicularia</i>	0,715	$2,05 \times 10^{-1}$	$6,29 \times 10^{-2}$
	1,025	$3,33 \times 10^{-1}$	$6,23 \times 10^{-2}$
	1,625	$8,08 \times 10^{-1}$	$1,80 \times 10^{-1}$
	2,575	1,45	$5,13 \times 10^{-1}$
	4,075	1,99	$9,04 \times 10^{-1}$
<i>Cerastoderma</i>	0,715	$2,14 \times 10^{-1}$	$4,11 \times 10^{-2}$
	1,025	$4,13 \times 10^{-1}$	$6,32 \times 10^{-2}$
	1,625	$8,76 \times 10^{-1}$	$1,84 \times 10^{-1}$
	2,575	1,97	$7,85 \times 10^{-1}$
	4,075	2,64	1,35
<i>Ruditapes</i>	0,715	$1,48 \times 10^{-1}$	$4,24 \times 10^{-2}$
	1,025	$3,37 \times 10^{-1}$	$5,73 \times 10^{-2}$
	1,625	$9,06 \times 10^{-1}$	$3,56 \times 10^{-1}$
	2,575	2,02	$7,00 \times 10^{-1}$
	4,075	2,60	$7,52 \times 10^{-1}$
<i>Mytilus</i>	0,715	$1,59 \times 10^{-1}$	$3,74 \times 10^{-2}$
	1,025	$1,69 \times 10^{-1}$	$4,33 \times 10^{-2}$
	1,625	$5,05 \times 10^{-1}$	$1,16 \times 10^{-1}$
	2,575	1,25	$3,62 \times 10^{-1}$
	4,075	2,54	$7,15 \times 10^{-1}$
<i>Anomia</i>	0,715	$5,35 \times 10^{-2}$	$2,34 \times 10^{-2}$
	1,025	$1,40 \times 10^{-1}$	$2,66 \times 10^{-2}$
	1,625	$2,23 \times 10^{-1}$	$6,49 \times 10^{-2}$
	2,575	$3,83 \times 10^{-1}$	$7,46 \times 10^{-2}$
	4,075	1,07	$1,48 \times 10^{-1}$
<i>Magallana</i> (Seuil 2)	0,715	$2,10 \times 10^{-1}$	$5,02 \times 10^{-2}$
	1,025	$2,84 \times 10^{-1}$	$4,29 \times 10^{-2}$
	1,625	$6,84 \times 10^{-1}$	$6,52 \times 10^{-2}$
	2,575	1,11	$2,00 \times 10^{-1}$
	4,075	2,47	$8,19 \times 10^{-1}$
<i>Magallana</i> (Seuil 1)	0,715	$4,29 \times 10^{-2}$	$1,81 \times 10^{-2}$
	1,025	$6,72 \times 10^{-2}$	$2,30 \times 10^{-2}$
	1,625	$2,28 \times 10^{-1}$	$4,40 \times 10^{-2}$
	2,575	$5,66 \times 10^{-1}$	$7,42 \times 10^{-2}$
	4,075	1,20	$2,75 \times 10^{-1}$
<i>Ostrea</i> (Seuil 2)	0,715	$1,43 \times 10^{-1}$	$3,27 \times 10^{-2}$
	1,025	$2,43 \times 10^{-1}$	$4,46 \times 10^{-2}$
	1,625	$6,75 \times 10^{-1}$	$1,87 \times 10^{-1}$
	2,575	1,08	$1,15 \times 10^{-1}$
	4,075	2,34	$9,56 \times 10^{-1}$
<i>Ostrea</i> (Seuil 1)	0,715	$2,74 \times 10^{-2}$	$1,37 \times 10^{-2}$
	1,025	$7,31 \times 10^{-2}$	$1,38 \times 10^{-2}$
	1,625	$1,68 \times 10^{-1}$	$7,87 \times 10^{-2}$
	2,575	$5,45 \times 10^{-1}$	$1,19 \times 10^{-1}$
	4,075	1,37	$3,84 \times 10^{-1}$

La forme des profils varie beaucoup en fonction de l'espèce. La contrainte turbulente peut être cinq à six fois plus élevée pour certaines espèces telles que *Cerastoderma*, *Ruditapes*, *Scrobicularia*, *Crepidula*, *Mytilus* comparé à *Anomia* et les premiers seuils de *Magallana* et *Ostrea*. Parfois la zone de turbulence maximale est localisée très proche du fond, vers 5 mm d'élévation (ex : *Ruditapes*, *Mytilus*), mais cette zone peut s'étendre sur une plus grande épaisseur, entre 5 et 15 mm (ex : *Cerastoderma*, *Scrobicularia*). La turbulence peut être assez faible et linéaire, sans montrer de réel pic de contrainte (ex : *Anomia*, seuil 1 de *Ostrea*).

La majorité des points sont situés en-dessous de la limite inférieure de l'enveloppe. Aucune espèce n'est présente totalement entre les courbes empiriques et sont relativement éloignées de la courbe moyenne pour des sables silicoclastiques. *Cerastoderma* est l'espèce se rapprochant le plus du comportement d'un sable. Plus le diamètre de grain est élevé, plus les valeurs de τ_{turb} ont tendance à se stabiliser. Les valeurs de τ_{turb} pour les fragments de *Mytilus*, *Anomia*, et des huîtres (premiers seuils de *Ostrea* et *Magallana*) sont toujours inférieures à l'enveloppe, la différence diminuant avec l'augmentation de la taille des grains. Les débris provenant des coquilles d'*Anomia*, *Magallana* et *Ostrea* (seuil 1) ont une résistance plus faible à l'écoulement par rapport aux autres espèces, mais cette

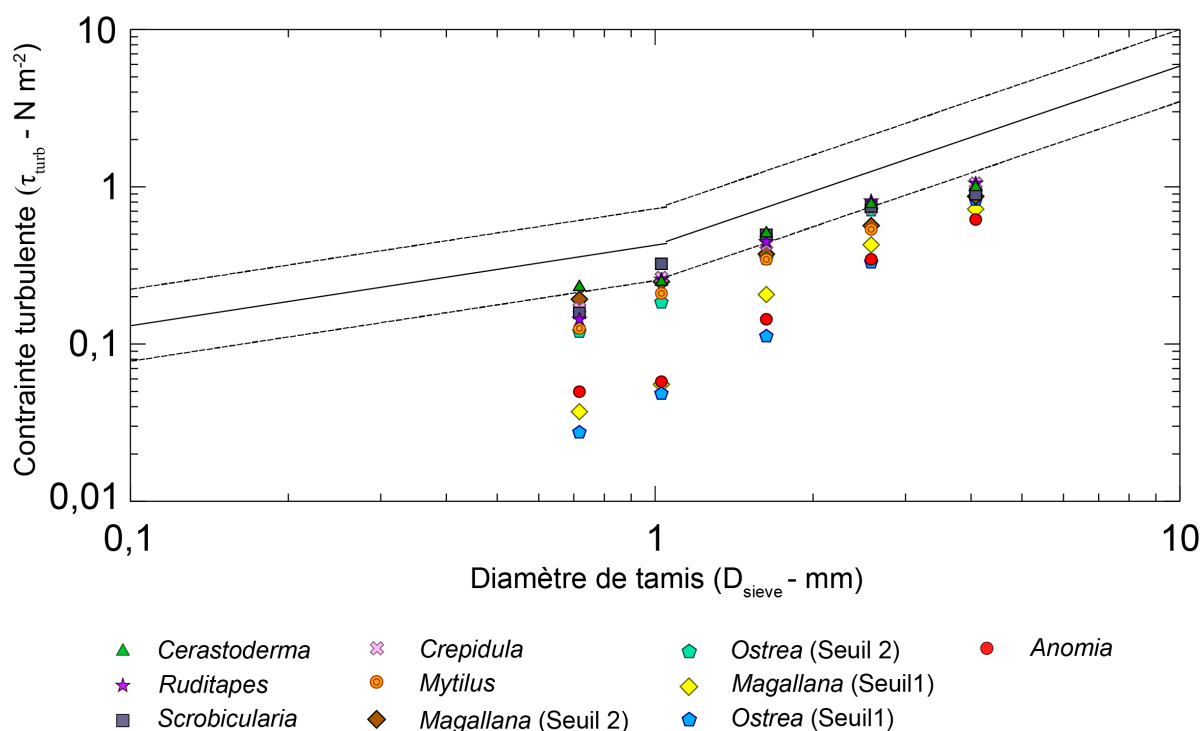


Figure II.30. Contrainte turbulente entre 5 et 10 mm du fond en fonction du diamètre de tamis des particules pour chaque espèce. La ligne solide et celles en pointillées représentent respectivement la courbe et l'enveloppe empiriques de seuil, obtenue par Paphitis (2001).

résistance devient plus forte lorsque le diamètre de grain augmente.

II.4.3.3 Comparaison des deux méthodes d'estimation des contraintes critiques de cisaillement

La plupart des profils de vitesse ont été enregistrés pour des écoulements hydrauliquement transitionnels à rugueux (Tableau II.3), ce qui signifie que la sous-couche visqueuse est partiellement ou totalement disloquée par les bouffées turbulentes. Les contraintes critiques de cisaillement déterminées avec la loi log représentent donc majoritairement la contrainte turbulente et non la contrainte visqueuse quasi inexistante au niveau des élévations considérées. Les valeurs de contrainte de Reynolds moyennes, τ_{turb} , se situant entre 5 et 10 mm d'élévation au-dessus des lits sédimentaires, permettent la comparaison avec les données de contraintes totales (τ_{0cr}) extraites de la loi de la paroi (Figure II.31). Les valeurs de contrainte de cisaillement sur le fond obtenues à partir des profils de contrainte de Reynolds sont globalement cohérentes entre les expériences, les écarts-types sont très faibles contrairement aux écarts-types des valeurs de τ_{0cr} pour des diamètres élevés. Cependant, les valeurs de τ_{turb} sont systématiquement inférieures aux estimations de contrainte de cisaillement du lit dérivées de la loi logarithmique. L'écart est de l'ordre de 30 % en moyenne, mais il augmente avec la taille de grain et peut atteindre des variations de 50 à 60 % pour certaines espèces (*Cerastoderma*, *Ruditapes*, *Scrobiculaire*, *Ruditapes*, deuxième seuil de *Magallana* et *Ostrea*). Seules les valeurs de τ_{turb} et τ_{0cr} pour *Anomia* et les premiers seuils de *Magallana* et *Ostrea* sont très proches avec un léger écart pour le plus grand diamètre. Ainsi, plus la vitesse de l'écoulement et la rugosité du lit augmentent, plus la différence entre les deux méthodes est importante.

Afin de montrer la relation entre les deux types de contrainte, la figure II.32 a été tracée. Elle représente la contrainte critique de cisaillement en fonction de la contrainte turbulente. La droite $\tau_{turb} = \tau_{0cr}$ a été dessinée. Il n'existe pas de distinction inter-spécifique : tous les points sont regroupés. Si les deux contraintes étaient égales, elles devraient suivre la droite $\tau_{turb} = \tau_{0cr}$, ce qui est le cas pour de faibles contraintes, inférieures à $0,5 \text{ N m}^{-2}$. Lorsque la contrainte est supérieure à $0,5 \text{ N m}^{-2}$, les valeurs de τ_{0cr} deviennent plus fortes que τ_{turb} , elles surestiment la force nécessaire à initier le mouvement des particules.

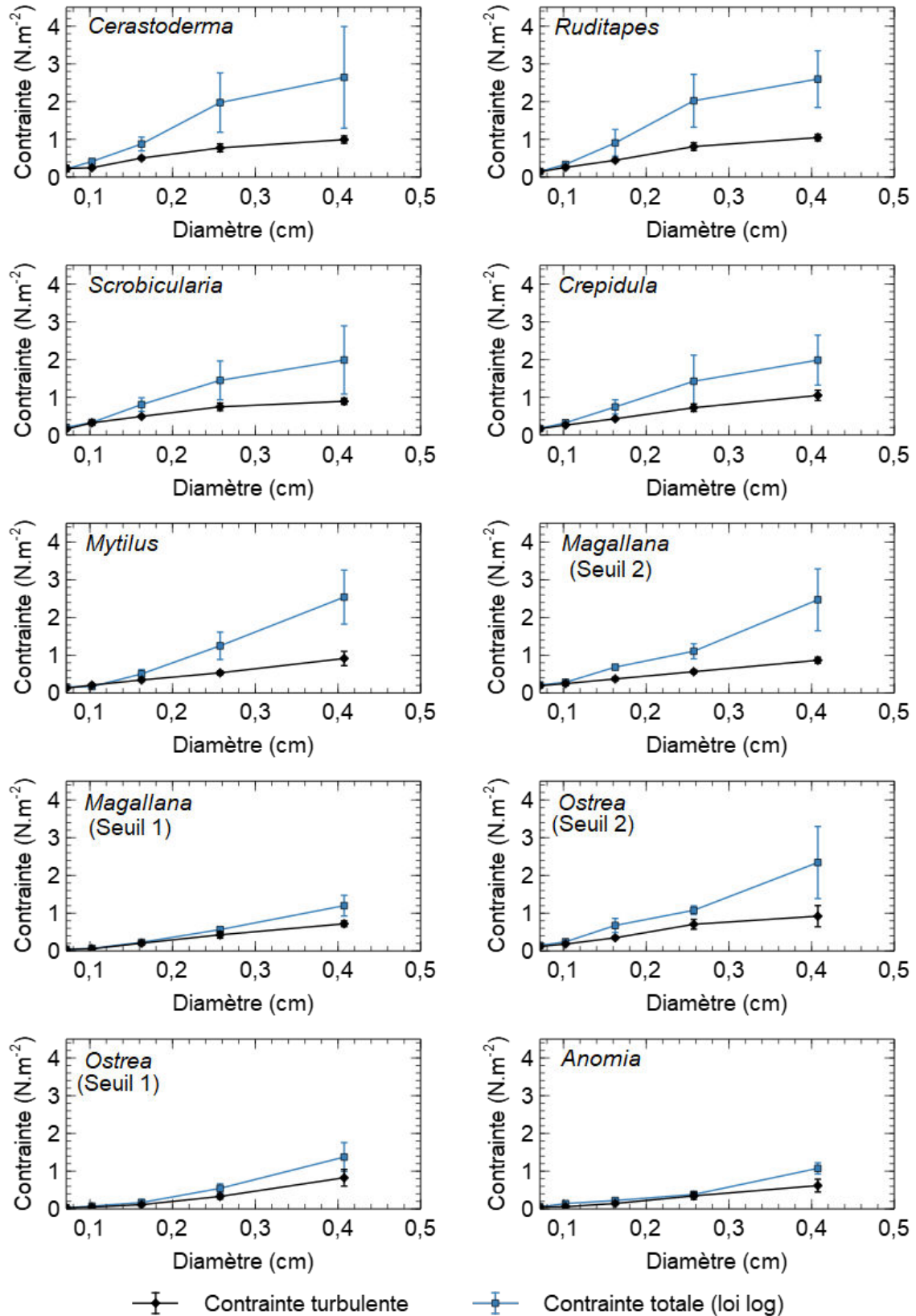


Figure II.31. Comparaison des profils de contrainte turbulente et de contrainte totale au-dessus des lits sédimentaires en fonction des diamètres de grain pour l'ensemble des espèces.

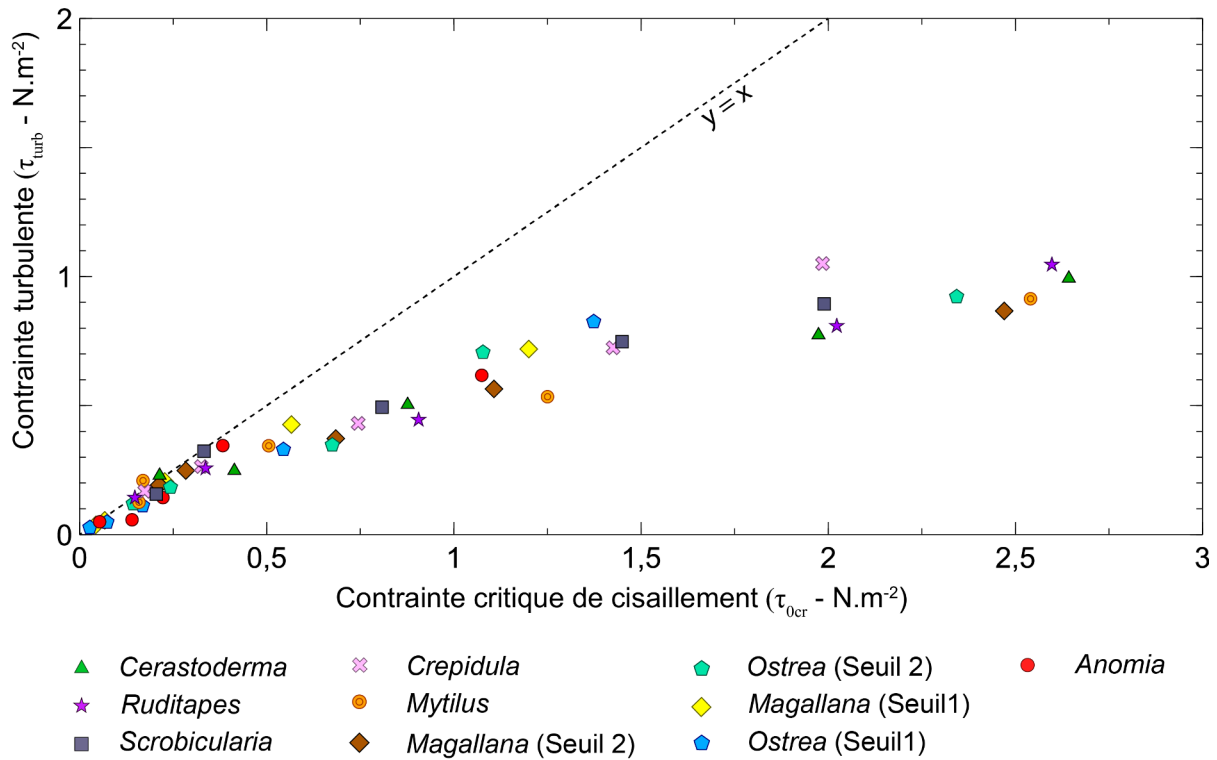


Figure II.32. Relation entre la contrainte critique de cisaillement en fonction de la contrainte turbulente. La droite représente la relation $y = x$.

Les écarts de contraintes observés entre les deux méthodes ont également été étudiés et discutés dans certains articles qui ont montré que la méthode de la loi logarithmique engendre toujours des valeurs de contraintes surestimées, de l'ordre de 30 %, par rapport aux autres méthodes (Kim *et al.*, 2000 ; Biron *et al.*, 2004 ; Lee et Baas, 2016). Cependant, aucune hypothèse n'est avancée pour l'expliquer. La loi de la paroi se base sur une équation théorique, utilisant le paramètre u_* qui n'a pas de réalité physique. Lorsque cette loi a été établie, il n'était pas possible d'obtenir des données proches du fond. L'introduction de ce paramètre a permis une approche simplifiée afin de se rapprocher de la contrainte totale sur le fond. Cependant, lorsque les instruments le permettent, les mesures directes proches du fond permettent en théorie de s'approcher de la contrainte totale réelle au-dessus du lit. Ainsi, la méthode de Reynolds est largement acceptée pour obtenir des estimations précises de la contrainte de cisaillement du lit. Elle fournit des valeurs de contraintes à chaque élévation contrairement à la loi logarithmique qui donne seulement une valeur pour toute la couche log. Cependant, la plupart des articles examinant les seuils de mouvement des particules (à la fois pour les particules silicoclastiques et bioclastiques) utilisent des valeurs de contrainte de cisaillement du lit dérivées de la loi de la paroi (par exemple, Paphitis, 2001 ; Weill *et al.*, 2010 ; Joshi *et al.*, 2017), moins difficiles à obtenir que la

contrainte turbulente.

Quelle que soit la méthode d'acquisition des contraintes sur le fond, les différences de comportement observées pour chaque combinaison diamètre/espèce sont les mêmes. Les fragments dont la coquille est compacte et dense ont un comportement proche des particules silicoclastiques. Les débris foliés (ou crayeux) possèdent des valeurs de contrainte critique de cisaillement plus faibles et se mettent donc en mouvement plus rapidement que le sable et les autres espèces. L'écart entre les deux méthodes d'acquisition des contraintes totales cisailantes sur le fond a déjà été observé par plusieurs études. Cependant, les moyens techniques actuels ne permettent pas souvent d'obtenir des données de vitesses très proches du fond. La loi de la paroi est largement utilisée dans la littérature en comparaison des mesures directes des contraintes turbulente et visqueuse.

II.5 Discussion

Les expériences en tube de sédimentation ont révélé que les particules bioclastiques ont de faibles vitesses de chute par rapport aux billes en verre ou aux grains silicoclastiques (Paphitis *et al.* (2002) ; Weill *et al.* (2010), Figure II.9), qui peuvent être attribués essentiellement à la forme aplatie des débris coquilliers. Cependant, en terme de seuil de mise en mouvement, les données de τ_{0cr} pour des particules bioclastiques sont situées à l'intérieur ou en-dessous de l'enveloppe de seuil défini pour les sédiments silicoclastiques.

Collins et Rigler (1982) ont montré qu'il existe une relation entre τ_{0cr} et w_s en utilisant des particules terrigènes (grains de quartz, minéraux lourds), et des données sur du quartz plus fin provenant de White (1970) (Équation II.15) :

$$\tau_{0cr} = aw_s^b \quad (\text{II.15})$$

où a et b sont des constantes égales à 1,24 et 0,33 respectivement.

Cela suggère que w_s englobe des paramètres plus critiques influençant le comporte-

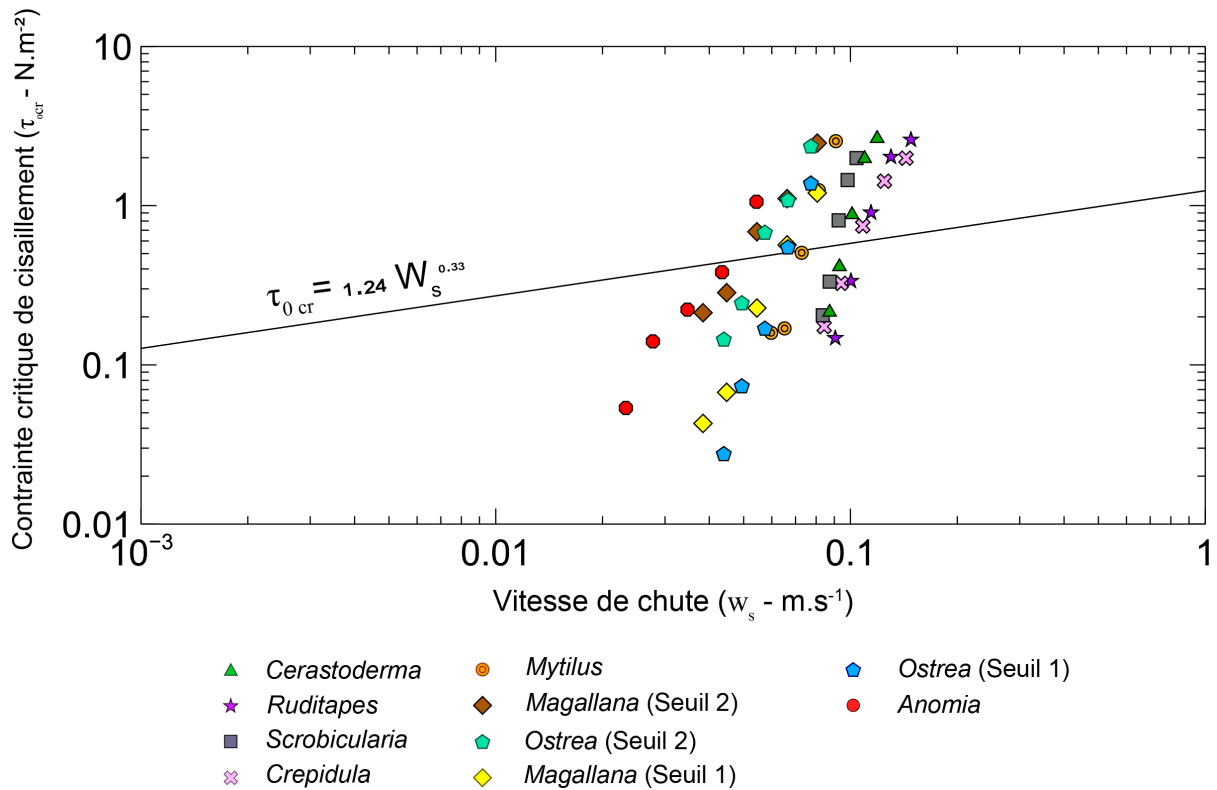


Figure II.33. Contrainte critique de cisaillement en fonction de la vitesse de chute des particules bioclastiques. La relation empirique obtenue par Collins et Rigler (1982) est reportée sur le graphique (ligne noire).

ment hydrodynamique des particules (poids, forme, rugosité ...) par rapport à un simple diamètre de grain dérivé de l'analyse par tamisage. Les valeurs de contrainte critique de cisaillement de la présente étude sont représentées en fonction de w_s , et comparées à la droite empirique définie par Collins et Rigler (1982) (Figure II.33). Une fois encore, des différences inter-spécifiques apparaissent dans les données. Toutes les espèces suivent une loi puissance (tendance linéaire dans le diagramme log-log), mais avec des pentes beaucoup plus fortes que la loi de Collins et Rigler (1982). Les différences peuvent être attribuées également à la structure, la densité et la forme des particules bioclastiques, avec un groupe distinctif composé des espèces massives composées d'aragonite, et un autre groupe, plus dispersé, comprenant des débris foliés et inter-stratifiés. Globalement, les particules bioclastiques suivent une tendance très différente par rapport aux particules terrigènes, avec de fortes variations de τ_{0cr} sur une gamme relativement étroite de w_s . Toutes les espèces suivent une loi puissance comme l'équation II.15, mais les coefficients a et b diffèrent fortement. Le coefficient de pente (a) est compris entre $1,3 \times 10^{-4}$ et 10^{-11} et le coefficient b entre 3,2 et 10,8 (Tableau II.5).

Tableau II.5. Coefficient a et b provenant de l'Eq II.15 et calculé à l'aide des courbes de régression de la Figure II.33.

Espèces	Coefficient de pente	Coefficient puissance
	a	b
<i>Crepidula</i>	$2,2 \times 10^4$	4,7
<i>Scrobicularia</i>	10^{11}	10,8
<i>Cerastoderma</i>	2×10^8	8,4
<i>Ruditapes</i>	$3,5 \times 10^5$	6,0
<i>Mytilus</i>	7×10^7	7,1
<i>Anomia</i>	$1,3 \times 10^4$	3,2
<i>Magallana</i> (Seuil 2)	$1,8 \times 10^5$	4,7
<i>Magallana</i> (Seuil 1)	$2,5 \times 10^4$	3,7
<i>Ostrea</i> (Seuil 2)	6×10^7	6,9
<i>Ostrea</i> (Seuil 1)	$7,7 \times 10^5$	4,9

Dans le but de comparer les seuils de mise en mouvement des particules bioclastiques avec des sédiments de différentes densités et formes, le paramètre de Shields a été calculé (Équation II.12). La contrainte critique de cisaillement utilisée dans l'équation est issue de la loi de la paroi car l'essentiel des données qui ont permis la création des enveloppes empiriques provient de cette même loi. La figure II.34 représente l'évolution du paramètre de Shields en fonction du nombre de Reynolds pour les huit espèces. L'enveloppe et la

courbe moyenne de θ sont issues de Paphitis (2001) qui a modifié la courbe initiale de Shields en compilant 19 études sur du sable de quartz fin, inférieur à 1 mm. Toutes les espèces sont représentées pour les cinq fractions de tamis, mais seul le second seuil de mise en mouvement de *Magallana* et *Ostrea* est présenté, ne pouvant pas être certain de la densité des débris crayeux. La valeur du sable de Fontainebleau est également ajoutée sur le graphique, et se situe juste au-dessus de la courbe inférieure de Shields. Les données pour la majorité des espèces sont contenues dans l'enveloppe inférieure excepté pour *Anomia* dont les points se situent toujours sous l'enveloppe. De plus, pour de faibles Re^* ($\simeq 10$), tous les points sont présents en-dessous des courbes. Ce comportement peut être expliqué par les valeurs de τ_{0cr} plus faibles pour les particules bioclastiques que les particules silicoclastiques pour les petits diamètres. Lorsque la taille des grains augmente, l'armurage du lit est plus important et il est plus difficile d'initier le transport. Par conséquent, les débris peuvent avoir un comportement proche de celui des particules silicoclastiques.

Les différences peuvent encore une fois être expliquées par les caractéristiques propres aux débris coquilliers où la densité et la structure interne vont jouer un rôle prépondérant. Les espèces les plus denses sont proches ou à l'intérieur de l'enveloppe et possèdent les valeurs de θ les plus fortes, alors que *Anomia*, totalement feuilletée, possède les valeurs les plus faibles. Les huîtres et *Mytilus*, dont la composition est plus complexe, vont avoir

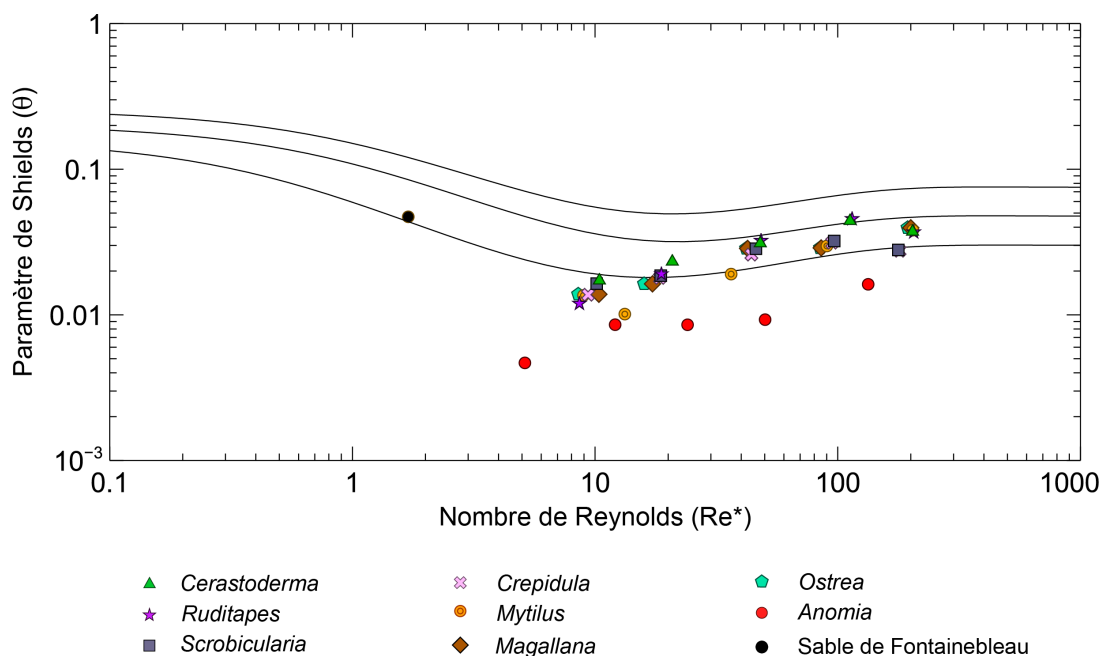


Figure II.34. Évolution du paramètre de Shields en fonction du nombre de Reynolds. Les courbes de Shields ont été redessinées à partir de Paphitis (2001). Seul le second seuil de mise en mouvement de *Magallana* et *Ostrea* a été tracé. Le sable quartzique (sable de Fontainebleau) a été utilisé pour valider les expériences.

de faibles valeurs pour des Re^* inférieurs à 20 puis vont augmenter jusqu'à atteindre la partie inférieure de l'enveloppe de Shields. Les débris coquilliers s'éloignent légèrement du comportement des particules silicoclastiques, en particulier pour les espèces en feuillets. Étant donné que la majorité des données se situent sous la courbe moyenne (seulement deux points sont présents au-dessus de la courbe moyenne – *Cerastoderma* et *Ruditapes* – pour un Re^* élevé), les débris coquilliers commencent à être mobilisés avant les débris silicoclastiques pour un Re^* élevé, et d'autant plus que le diamètre de grain est faible. Les valeurs du paramètre de Shields pour des débris de *Cerastoderma* et de *Mytilus* étudiés par Paphitis *et al.* (2002) pour de faibles diamètres sont également présentées sur la figure II.35 afin de les comparer avec les valeurs obtenues dans la présente étude. Seulement deux points se chevauchent vers un $Re^* = 10$. Les valeurs de θ correspondant à *Cerastoderma* et *Mytilus* de cette étude sont plus faibles que celles présentées par Paphitis *et al.* (2002), mais les ordres de grandeur sont respectés. Les valeurs sont globalement cohérentes entre les deux études et suivent les courbes empiriques de Shields (partie inférieure).

En comparant ces types de données, il ne faut pas oublier que les expériences n'ont pas été menées de la même façon, avec la même instrumentation et la même détermination des seuils de mise en mouvement. Ces différences de protocoles permettent d'expliquer en partie les décalages qui peuvent exister entre ces deux études. Mais les valeurs restent

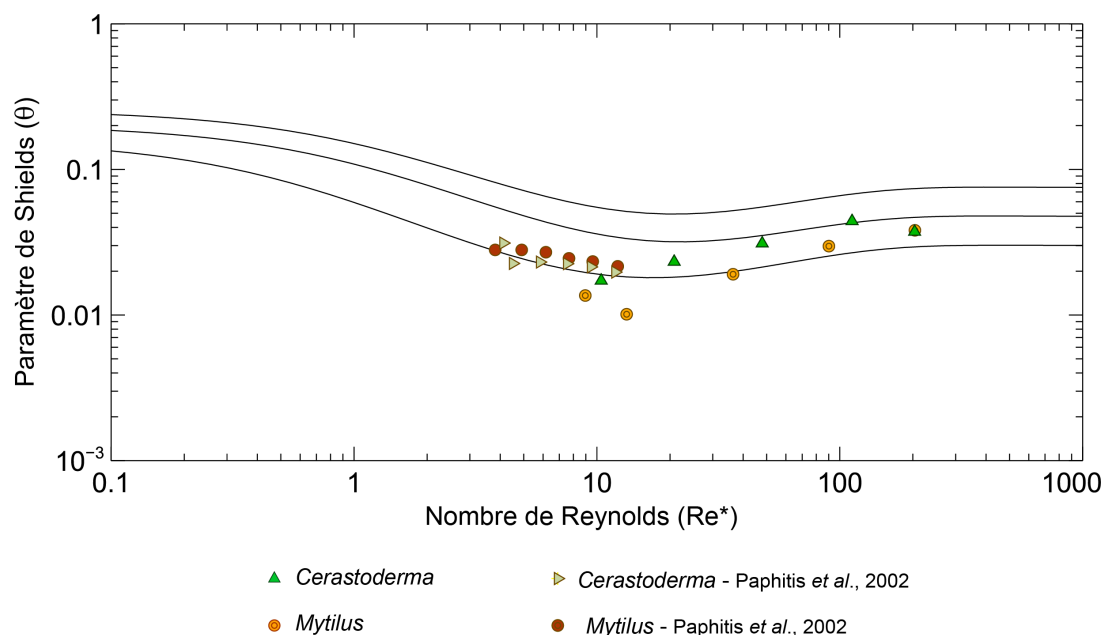


Figure II.35. Paramètre de Shields en fonction du nombre de Reynolds pour les espèces *Cerastoderma* et *Mytilus* prenant en compte les valeurs obtenues dans la présente étude et celles obtenues par Paphitis *et al.* (2002). Les courbes de Shields ont été tracées à partir de Paphitis (2001).

dans le même ordre de grandeur ce qui permet d'obtenir une vision plus globale du comportement des espèces *Cerastoderma* et *Mytilus* pour une gamme de Re^* plus large.

Cependant, le paramètre de Shields ne prend pas en compte la forme des débris qui a une influence directe sur leur mise en mouvement. Pour palier à ce manque, le nombre de mobilité est utilisé comme une alternative en utilisant la vitesse de chute (Équation II.13). La figure II.36 représente la relation entre τ_{0cr} et w_s des particules bioclastiques à travers Mn. Les courbes empiriques pour des particules silicoclastiques ont également été tracées à partir de Paphitis (2001). Tout d'abord, ce diagramme met en avant une diminution de la disparité entre les espèces, ce qui suggère que les différences de u^* entre les espèces pourraient être en partie expliquées par les variations de densité et de forme des particules qui influencent directement w_s . Ensuite, les données sont majoritairement au-dessus de l'enveloppe définie pour le sable silicoclastique, excepté pour des $Re^* < 10$. Comparativement aux particules silicoclastiques, les débris coquilliers grossiers présentent une résistance similaire face à l'écoulement (Tableau II.3, Figure II.28), mais possèdent des w_s beaucoup plus faibles (Figure II.9) en raison de leur forme aplatie qui augmente les forces de traînée. Ceci implique des valeurs de Mn supérieures à l'enveloppe empirique. Pour de faibles Re^* , les valeurs de Mn qui se situent à l'intérieur ou en-dessous de l'enveloppe peuvent être expliquées à nouveau par une contribution à la fois de la forme et de la densité des particules. Pour de petits diamètres, les deux grandes longueurs d'une particule se rapprochent de l'épaisseur du débris, ce qui entraîne une forme proche de celles des grains de quartz. De plus, les espèces de mollusques à composition aragonitique (*Crepidula*, *Cerastoderma*, *Ruditapes*, *Scrobicularia*) possèdent des densités supérieures à la densité du quartz (Tableau II.1), ce qui augmente davantage w_s et donc diminue les valeurs de Mn. En comparaison, les débris d'*Anomia* ont des valeurs de mobilité élevées car les particules conservent leur forme de feuillets pour de faibles tailles de grain, ce qui implique des w_s très faibles. En raison de leur forme aplatie, les débris coquilliers ont de faibles à très faibles w_s par rapport aux sphères de diamètre similaire.

La trajectoire d'une particule de sédimentation peut être complexe, parfois chaotique (Maiklem, 1968 ; Field *et al.*, 1997), augmentant ainsi la distance de trajet. La vitesse de sédimentation est essentielle pour comprendre le comportement des particules bioclastiques une fois le transport initié. Cependant, cette forme particulière fournit également une stabilité aux particules structurées en lits sédimentaires, soit par des effets d'emboîtement et d'armurage du lit, soit en rendant le déplacement des particules plus difficile. Ces effets expliquent en partie les raisons pour lesquelles les particules bioclastiques étudiées ont des seuils de mise en mouvement similaires à ceux des sédiments silicoclastiques.

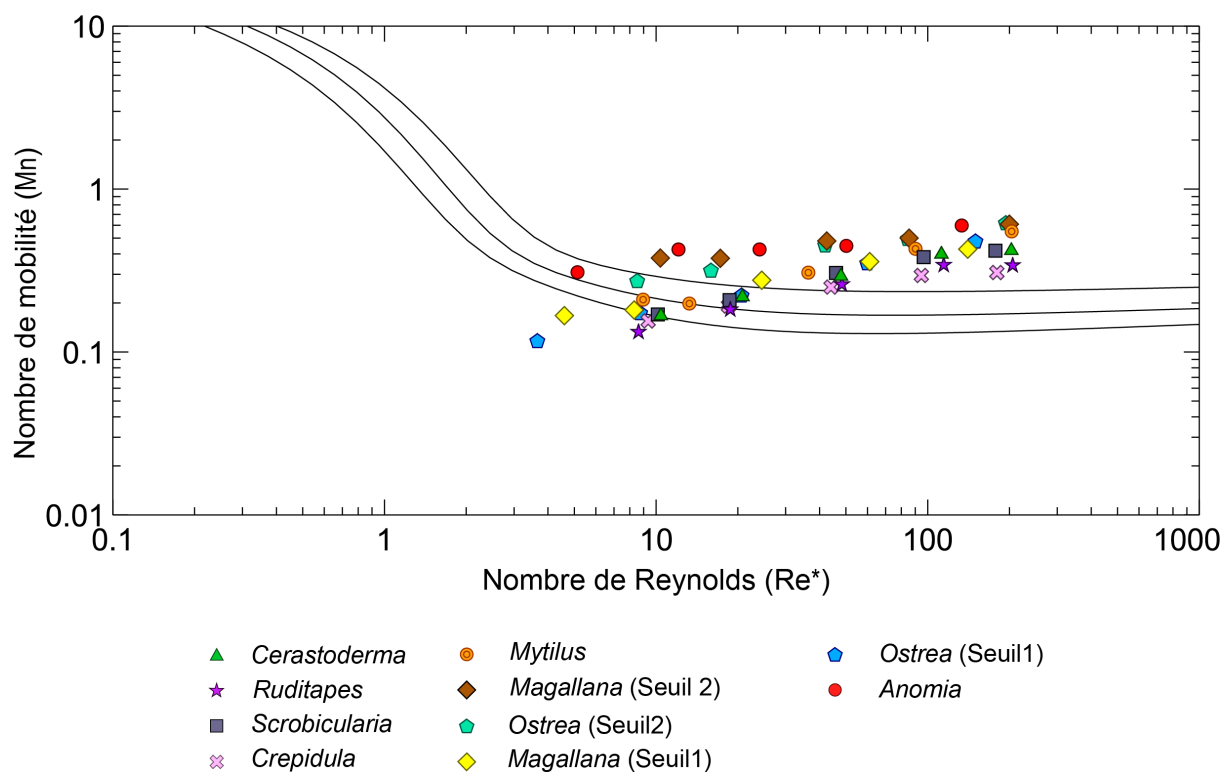


Figure II.36. Nombre de mobilité en fonction du nombre de Reynolds. Les courbes empiriques pour des particules silicoclastiques ont été redessinées à partir de Paphitis (2001).

Paphitis *et al.* (2002) et Weill *et al.* (2010) ont appliqué le nombre de mobilité à des particules bioclastiques et ont trouvé des résultats contradictoires. En étudiant des débris fins de *Cerastoderma* et *Mytilus*, Paphitis *et al.* (2002) ont obtenu des résultats dont les dispersions au niveau de l'enveloppe empirique sont plus faibles en utilisant Mn. Cependant, Weill *et al.* (2010) ont montré que les données obtenues avec des particules bioclastiques grossières se situent systématiquement au-dessus de la courbe de prédiction, suggérant que la faible vitesse de chute des débris coquilliers n'est pas un paramètre pertinent pour estimer le début du transport des sédiments. Sur la base des résultats expérimentaux de cette étude, il apparaît que w_s est plus sensible aux différences interspécifiques en termes de densité de la coquille, de structure et de forme que le seuil de mise en mouvement.

Si les seuils d'entraînement sont globalement similaires entre les sédiments bioclastiques et silicoclastiques, les débris coquilliers possèdent des vitesses de sédimentation beaucoup plus faibles. Cette particularité entraîne une surestimation des valeurs du nombre de mobilité. Contrairement aux sables silicoclastiques, la vitesse de sédimentation n'est pas un paramètre approprié pour prédire le seuil de mouvement des débris coquilliers mais elle a une importance dans le transport et le tri des particules lorsque le mouvement est amorcé. Cependant, une relation apparait entre la vitesse de chute et la contrainte critique de cisaillement pour des particules bioclastiques mais la tendance est très différente des sédiments terrigènes.

II.6 Conclusion

Les vitesses de sédimentation et les valeurs de contrainte critique de cisaillement ont été déterminées expérimentalement pour des débris bioclastiques grossiers de huit espèces de mollusques représentatives d'environnements côtiers tempérés à froids. Les résultats obtenus conduisent aux conclusions suivantes :

- Des différences significatives ont été observées entre les espèces, à la fois en termes de vitesse de sédimentation et de seuil de mise en mouvement. Les différences interspécifiques des vitesses de chute sont cohérentes avec celles observées pour les seuils d'entraînement (les particules qui se déposent plus rapidement montrent une plus grande résistance à l'écoulement).
- La densité et la structure de la coquille expliquent principalement la diversité du comportement hydrodynamique observé. La forme des particules est également un paramètre critique, son influence augmentant avec l'augmentation du diamètre des particules. Les coquilles de mollusques, selon leur composition (calcite et / ou aragonite), ont une structure compacte, foliée ou plus complexe. Les débris dérivés de coquilles foliées (par exemple *Anomia*) se déplacent plus tôt et se déposent plus lentement que les débris dérivés de coquilles compactes (par exemple *Scrobicularia*, *Crepidula*). Les coquilles d'huîtres, en raison de leur structure complexe (matière poreuse crayeuse inter-stratifiée avec des couches feuilletées), produisent des débris dont les comportements sont très différents.
- En considérant seulement le seuil de mise en mouvement, les débris d'espèces à coquille compacte et dense se comportent comme des particules silicoclastiques. Les débris provenant des coquilles foliées (ou crayeuses) montrent des valeurs de contrainte critique de cisaillement plus faibles. Aucune espèce n'a produit des débris plus difficiles à déplacer que les particules silicoclastiques.
- Les valeurs du nombre de mobilité calculées pour les débris coquilliers se situent au-dessus de l'enveloppe empirique pour les sédiments silicoclastiques. Si les seuils d'entraînement sont similaires entre les sédiments bioclastiques et siliciclastiques, les particules bioclastiques ont des vitesses de sédimentation significativement plus faibles, ce qui entraîne des valeurs sur-évaluées des nombres de mobilité. Contrairement aux sables silicoclastiques, la vitesse de sédimentation n'est pas un paramètre approprié pour prédire le seuil de mouvement des débris coquilliers. Cependant,

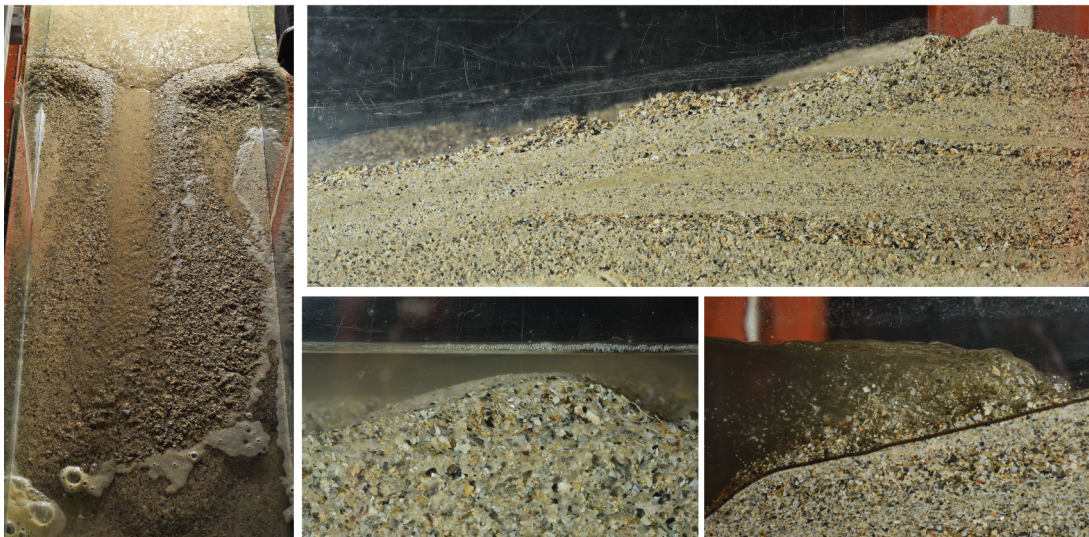
la vitesse de chute doit avoir une influence significative une fois le transport de sédiments amorcé.

Comme cela a été évoqué dans le chapitre I, les différences de comportement hydrodynamique entre les débris coquilliers et les grains silicoclastiques sont à l'origine des processus de ségrégation naturelle qui sont enregistrés et préservés sous forme variable (litage notamment) dans les formations sédimentaires. C'est le cas par exemple des faciès mixtes tidaux plio-pléistocènes décrits par Longhitano (2011) ; Chiarella et Longhitano (2012) ; Longhitano *et al.* (2012). Généralement, les stratifications bioclastiques sont attribuées à des processus de dépôt dans des conditions d'énergie plus faibles que lors du dépôt de lamines silicoclastiques, car les vitesses de sédimentation des particules bioclastiques sont beaucoup plus faibles que celle de la fraction silicoclastique. Cependant, notre étude montre clairement que les faibles vitesses de chute des débris coquilliers de mollusques n'impliquent pas de faibles seuils de mise en mouvement, qui sont proches des seuils d'entraînement du sable siliceux. Il est donc important pour l'interprétation des paléoenvironnements de faire la distinction entre l'initiation du mouvement des particules bioclastiques (liées à la contrainte critique de cisaillement) et la capacité des particules bioclastiques à être transportées une fois le mouvement initié (lié à la vitesse de chute).

Les différences de comportement que nous venons de mettre en évidence entre des bioclastes de différentes espèces, auxquelles s'ajoutent les différences de comportement entre particules bioclastiques et silicoclastiques, sont à considérer si on s'intéresse, au-delà des processus, à l'évolution des zones littorales. En particulier, la question de l'impact d'un changement de composition d'un sédiment mixte sur la dynamique de construction d'une barrière littorale se pose. Nous l'abordons dans le chapitre suivant.

Chapitre III

Rôle de la composition sédimentaire dans la dynamique et l'architecture interne des barrières littorales : modélisation en canal à houle



III.1 Introduction

Les barrières littorales sont soumises à différentes conditions hydrodynamiques (marée, houle, vent) qui peuvent évoluer au cours du temps. Actuellement, la montée du niveau marin implique une augmentation des inondations dans la plupart des zones côtières (FitzGerald *et al.*, 2008 ; Horton *et al.*, 2014). Par conséquent, les intervalles de récurrences des niveaux d'inondations provoqués par les tempêtes seront probablement raccourcis (Masselink et van Heteren, 2014). En contexte transgressif (contexte actuel), l'évolution morphologique des barrières littorales est contrôlée principalement par les processus de débordements (ou overwash) (Donnelly *et al.*, 2006). Le régime d'overwash se produit lorsque la crête de la barrière est dépassée par le run-up des vagues et les sédiments offshore s'accumulent à l'arrière de la barrière. Le run-up correspond à la hauteur que peut atteindre le jet de rive (ou swash) au-dessus du niveau d'eau moyen. Les processus de swash et backwash (ou ressac) au niveau de la plage sont responsables du transport sédimentaire et vont participer à la construction des barrières littorales. L'état des connaissances de la dynamique de la zone de swash a été compilée dans plusieurs synthèses bibliographiques (Elfrink et Baldock, 2002 ; Masselink et Puleo, 2006 ; Brocchini et Baldock, 2008 ; Bakhtyar *et al.*, 2009). L'étude des processus intervenant dans la zone de swash permet une meilleure compréhension de l'évolution morphodynamique du profil de plage. Certaines recherches ont été effectuées aussi bien sur le terrain (Matias *et al.*, 2009 ; Bradbury et Powell, 1993) qu'à l'aide de modèles expérimentaux (Bagnold, 1940 ; Pirrello, 1992 ; Grasso *et al.*, 2009 ; Baldock *et al.*, 2011 ; Alsina *et al.*, 2012 ; Matias *et al.*, 2012 ; Vousedoukas *et al.*, 2014 ; Matias *et al.*, 2016) pour comprendre la réponse de la plage en fonction du type de vagues, du run-up, ou des événements de submersion.

La perméabilité de la barrière va contrôler les effets d'infiltrations/exfiltrations dans la zone de swash et *in fine* l'évolution de la pente de la plage. La grande perméabilité d'un sédiment grossier/bien trié, comme dans le cas de plage de graviers (Masselink et Li, 2001), favorise l'infiltration du swash et un transport onshore, construisant une berme plus raide (Duncan, 1964 ; Quick, 1991 ; Turner et Masselink, 1998 ; Butt *et al.*, 2001 ; Masselink et Li, 2001). Au contraire, dans le cas d'une barrière composée d'éléments fins et peu perméables, les exfiltrations sont dominantes dans la zone de swash qui provoquent un transport offshore et génèrent une diminution de la pente. De plus, les sédiments sont triés dans la zone de swash en fonction de leur forme, leur taille et l'arrangement entre les grains (Kirk, 1970). Les grains les plus grossiers sont présents dans les zones de turbu-

lence maximum, la granulométrie diminuant lorsque la turbulence décroît (Bascom, 1951). Ainsi, il existe une relation claire entre la taille et le tri du sédiment qui semble contrôler le taux d'infiltration dans la zone de swash et provoque une modification de la pente de la plage. Au second ordre, les processus d'infiltrations peuvent être modifiés par l'état initial de la plage, les caractéristiques de houle qui peuvent changer ou une modification de la saturation en eau de la barrière. Les barrières silicoclastiques et carbonatées de milieux tempérés et tropicaux suivent la même relation entre le tri et la taille des grains (Short, 2005). Cependant, dans le cas de certaines barrières carbonatées, le faible apport terrigène associé à une production biogénique *in situ* permet la formation de barrières grossières caractéristiques d'environnements de faibles énergies (Short, 2005).

En fonction de la géomorphologie côtière et des conditions océanographiques (houle, marée), les barrières peuvent se déplacer par la création de brèches ou par leur submersion. Les débordements sont causés par l'un ou la combinaison des facteurs suivants : la pression atmosphérique (dépression) et le vent qui peuvent générer une surcote, les caractéristiques de houle ("wave setup") et le run-up. Lorsque la crête est submergée par la houle, son profil est aplani et les sédiments de source offshore sont transportés vers la dépression d'arrière barrière. L'énergie de la houle se dissipe et les sédiments se déposent dans la lagune en formant des dépôts de washover (Shepard, 1973, figure III.1). Ils sont souvent associés à des tempêtes et un grand nombre d'études se focalisent sur des washovers formés lors de phénomènes météorologiques extrêmes ou de tsunamis (Leatherman, 1979 ; Carter et Orford, 1981 ; Suter *et al.*, 1982 ; Srinivas *et al.*, 1992 ; Morton et Sallenger Jr, 2003 ;

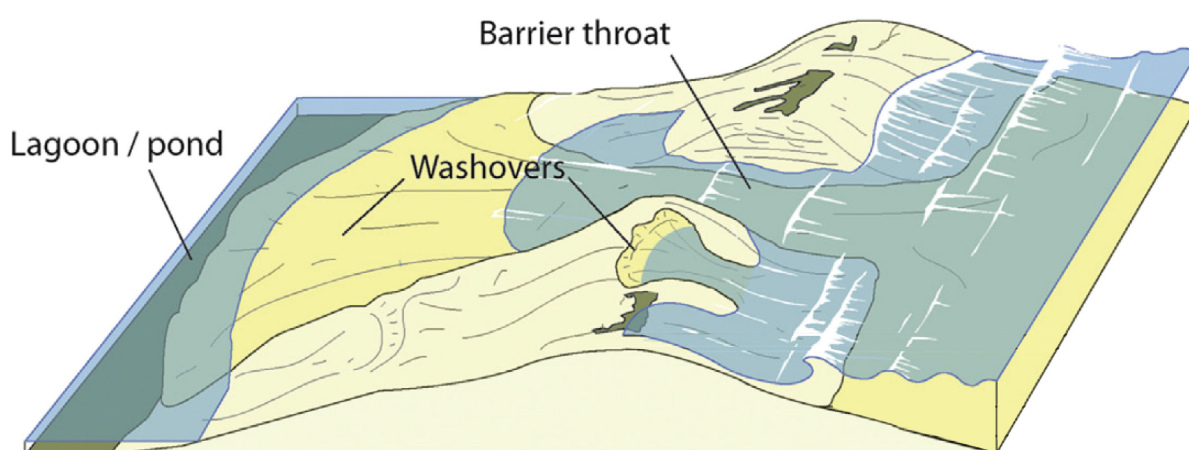


Figure III.1. Régime d'overwash en contexte transgressif : formation d'une brèche dans la barrière littorale et dépôt des sédiments sous forme de washover dans la lagune (d'après Goslin et Clemmensen (2017)).

Donnelly *et al.*, 2004 ; Switzer et Jones, 2008 ; Larson *et al.*, 2009 ; Almeida *et al.*, 2017 ; Baumann *et al.*, 2017 ; Chaumillon *et al.*, 2017). Cependant, des débordements peuvent se produire en période de calme météorologique (Morton *et al.*, 2000 ; Matias *et al.*, 2010). Le plus souvent, les principaux facteurs influençant ce type de débordement sont : les marées de vives-eaux équinoxiales, une crête de washover peu élevée ainsi que l'absence de grande berme sur le haut de plage (Matias *et al.*, 2010). La taille des washovers va également dépendre de la forme globale de la crête de la barrière, de son épaisseur et de sa hauteur. Si la crête est étroite, une large brèche peut se former, les vagues capables de la dépasser vont araser la surface de la barrière et rapidement des washovers vont se former. Au contraire, si la crête est large et épaisse, la vitesse et la taille des dépôts de washover seront fortement diminués (Bradbury et Powell, 1993). Les observations de ces dépôts, que ce soit sur le terrain ou en modélisation expérimentale, montrent généralement une augmentation de la taille des particules vers l'extrémité des dépôts (Birkemeier *et al.*, 1981 ; Carter et Orford, 1981 ; Gallagher *et al.*, 1998 ; Matias *et al.*, 2009 ; Grasso, 2009 ; Grasso *et al.*, 2009 ; Matias *et al.*, 2010).

Dans le but de connaître l'évolution des barrières au cours du temps et de comprendre leur mode de construction, l'architecture interne est observée le long de tranchées et à partir de carottes (Ferrer *et al.*, 2010 ; Fruergaard *et al.*, 2015 ; Goslin et Clemmensen, 2017), ou par la réalisation de profils au géoradar (GPR - Ground-Penetrating Radar) (Neal *et al.*, 2002 ; 2003 ; Weill *et al.*, 2012 ; Billy *et al.*, 2014). Cependant, l'ensemble des études réalisées sur les barrières littorales se concentrent essentiellement sur du matériel sédimentaire silicoclastique, qui peut être hétérométrique. L'évolution de la morphologie et de l'architecture d'une barrière composée en partie de débris bioclastiques est aujourd'hui encore très peu étudiée (Weill, 2010 ; Weill *et al.*, 2013 ; Neal *et al.*, 2002 ; 2003).

Le Chapitre II a mis en évidence le comportement singulier des particules bioclastiques entre les vitesses de chute et les seuils de mise en mouvement. Les bioclastes possèdent des vitesses de chute beaucoup plus faibles que les particules silicoclastiques alors qu'une fois structurées en lit sédimentaire, elles se comportent en partie comme des particules siliceuses (par contre, les débris coquilliers peu denses et foliés sont mis en mouvement plus rapidement). Ces différences de comportement doivent avoir des conséquences sur la construction des barrières côtières. Les sédiments mixtes peuvent être composés d'un mélange de particules bioclastiques et silicoclastiques en différentes proportions. L'évolution de facteurs naturels, tels que les changements climatiques et les fluctuations du niveau marin, ou de facteurs anthropiques comme les activités d'extraction de granulats, conchyliques ou l'introduction de nouvelles espèces, peuvent provoquer des variations

de proportion entre les particules bioclastiques et silicoclastiques dans le temps et dans l'espace. La problématique de ce chapitre s'intéresse à la compréhension des processus impliqués dans la construction des barrières littorales et potentiellement sur leur stabilité lorsque la composition sédimentaire est modifiée. Pour y répondre, plusieurs expérimentations en canal à houle ont été effectuées en utilisant différentes compositions sédimentaires. Le suivi de la morphologie des barrières modélisées a été réalisé par télémétrie laser et photogrammétrie. L'évolution de l'architecture interne a été suivie par des prises de vue photographiques latérales aux parois du canal et par la réalisation de lacquer-peels.

III.2 Dispositif expérimental

III.2.1 Composition du matériel sédimentaire

Le sédiment utilisé pour les expérimentations est constitué de particules bioclastiques et de sable silicoclastique quartzique. Le matériel bioclastique provient d'un mélange naturel prélevé à Hirel, situé à l'ouest de la baie du Mont-Saint-Michel. Il a été tamisé entre 0,63 et 4 mm afin de soustraire les particules siliceuses, concentrées dans la partie fine (Chapitre I, Figure I.8), et d'écarter les particules les plus grossières qui ne pourront pas être remobilisées dans le canal. Malgré la présence de quelques éléments silicoclastiques grossiers (fragments plats de schistes ou de cornéennes), le sédiment naturel de Hirel tamisé sera appelé par la suite "sédiment bioclastique (100 %)" ou B₁₀₀ (Tableau III.1)). Le sédiment silicoclastique correspond à un mélange de sable de Bayeux ($D_{50} = 250 \mu\text{m}$) et de sable de Fontainebleau ($D_{50} = 130 \mu\text{m}$).

Trois compositions sédimentaires ont été réalisées et utilisées (Tableau III.1). Les granulométries de chaque composition ont été réalisées par tamisage mécanique (Figure III.2, D_{50} compilés dans le tableau III.1). Les deux mélanges (B₅₀S₅₀ et B₂₅S₇₅) possèdent une distribution granulométrique similaire. Cependant, le sédiment B₂₅ S₇₅ est plus fin par rapport au mélange B₅₀ S₅₀ car le sable est en plus grande quantité. Le sédiment bioclas-

Tableau III.1. Compositions sédimentaires utilisées pour les expérimentations et noms des compositions sédimentaires utilisés dans le texte.

Nom du sédiment	% Bioclastes	% Silicoclastes	D_{50} (μm)
B ₁₀₀	100	0	810
B ₅₀ S ₅₀	50	50	460
B ₂₅ S ₇₅	25	75	290

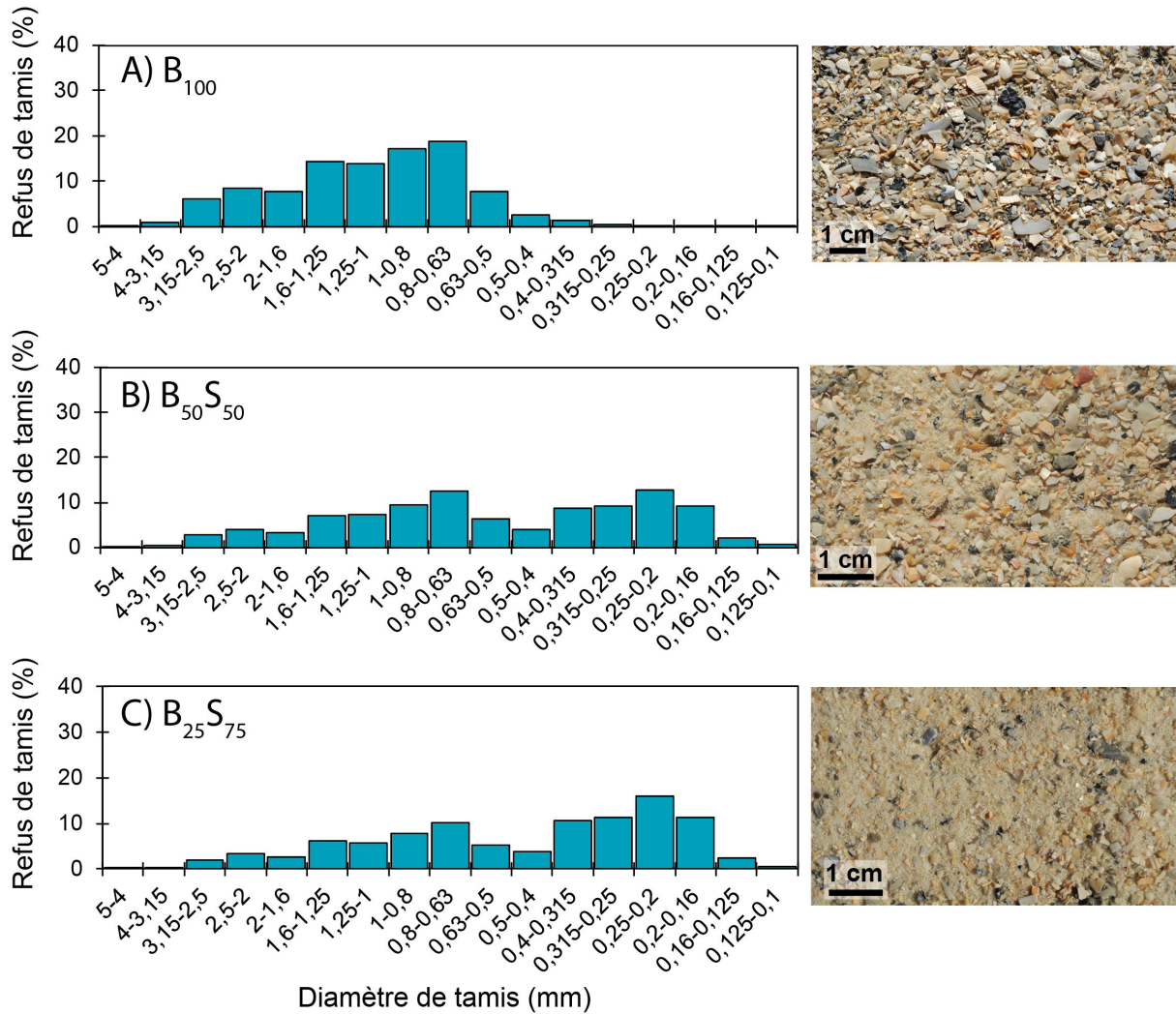


Figure III.2. Granulométrie et photographie du sédiment B_{100} (A), $B_{50} S_{50}$ (B) et $B_{25} S_{75}$ (C).

tique est plus grossier car la partie fine, inférieure à 0,63 mm, a été retirée.

III.2.2 Canal à houle

Les expérimentations ont été effectuées dans un canal à houle mesurant 18 m de longueur, 65 cm de hauteur et 50 cm de large (Weill, 2010, Figure III.3 – a). Les parois sont vitrées permettant ainsi le suivi visuel du sédiment placé à l'intérieur. Ce canal est équipé d'un générateur de vagues de type piston vertical (Edinburg Design Ltd) qui permet la création de vagues en eaux peu profondes. Le batteur est composé de deux parties distinctes interconnectées, dont la surface de contact est en arc de cercle (Figure III.3 – b). Ces caissons tournent l'un par rapport à l'autre : le premier est entraîné dans un mouvement de va-et-vient en rotation généré par un moteur électrique. Ce mouvement de rotation est transformé en un déplacement horizontal sur le deuxième caisson, grâce à la

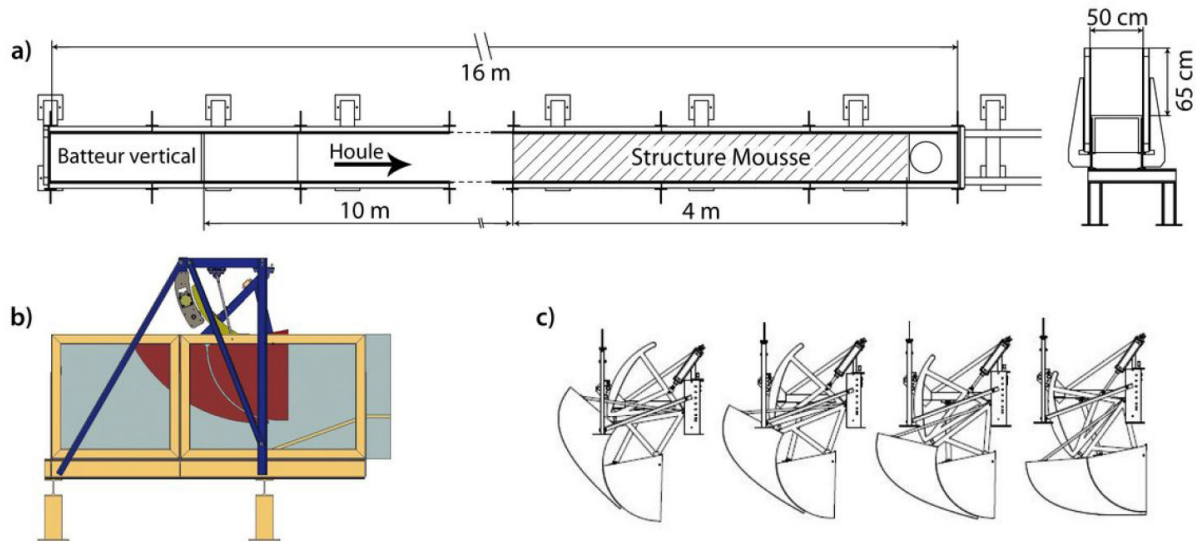


Figure III.3. Plan du canal à houle et du générateur de vagues : a) Vue en plan et en coupe transversale du canal à houle. b) Vue latérale du générateur de vagues de type piston vertical (Edinburg Design Ltd). c) Décomposition du mouvement du batteur lors de l'avancée et du recul de la structure. Dessin : S. Haquin.

surface de contact concave/convexe (Figure III.3 – c). Aucune onde n'est formée à l'arrière de la structure. Les masses d'eau sont ainsi déplacées de manière homogène sur toute la profondeur. Le batteur permet la production d'ondes monochromatiques mais aussi de spectres de fréquences reproduisant des états de mer complexes. Il est équipé de capteurs d'efforts servant à l'analyse des ondes réfléchies. Le batteur corrige automatiquement son déplacement afin de les absorber au maximum. Cet équipement permet de générer une houle dont la période peut varier de 1 à 3 secondes et dont l'amplitude peut atteindre 7 à 14 centimètres (houle irrégulière et régulière respectivement). Il est possible de placer différents instruments à l'intérieur et autour du canal (en face des parois vitrées) afin de réaliser un suivi des expériences.

III.3 Protocole expérimental

III.3.1 Dimensionnement du modèle

Le dimensionnement des trois modèles est basé sur les paramètres choisis dans la thèse de Weill (2010). Pour rappel, afin de dimensionner la houle dans le canal, des mesures ont tout d'abord été effectuées sur le terrain dans le but d'enregistrer les hauteurs de la houle dans le domaine naturel (baie du Mont-Saint-Michel). L'amplitude était comprise entre 30 et 40 cm et la période entre 4 et 12 s. Afin de respecter ces dimensions dans le canal,

une similitude de Froude a été utilisée. Avec un rapport d'échelle de 1 : 10, l'amplitude devait être comprise entre 3 et 4 cm et la période entre 3,75 et 1,25 s. Afin de ne pas dépasser les limites du batteur et de simplifier les paramètres forçants du modèle, une houle de 3 cm d'amplitude et de 2 s de période a été choisie.

De plus, le dimensionnement à l'échelle du sédiment utilisé dans les expérimentations n'a pas pu être réalisé. Il était en effet impossible d'utiliser un sédiment plus fin qui aurait reproduit le comportement particulier des particules bioclastiques par rapport aux grains silicoclastiques, et de respecter les rapports de tailles entre les deux natures de débris. Cependant, le but de ces modélisations est tout d'abord d'observer le comportement des particules en fonction de leur nature et de leur taille afin de comprendre comment une barrière côtière peut se construire. L'approche est avant tout qualitative et ne cherche pas à être transposée directement au terrain. Les premières expérimentations réalisées par Weill (2010) ont démontré que le sédiment a bien été mobilisé par les paramètres de houle choisis. Et finalement, bien que le matériel sédimentaire n'était pas à l'échelle, les processus et structures reproduits dans le canal étaient comparables à celles observées sur le terrain (Weill *et al.*, 2013).

III.3.2 Mise en place du sédiment et création du modèle initial

Avant de placer le sédiment à l'intérieur du canal, une plage artificielle est créée à l'aide de deux blocs de mousse alvéolaire perméable : un bloc sous forme de prisme triangulaire doté d'une pente de 7° (2 m de long et 25 cm de haut), accolé à un deuxième pain de mousse sous forme de prisme rectangulaire de 2 m de long et 25 cm de haut. Le tout a été recouvert par un géotextile afin d'éviter les infiltrations de particules dans la mousse. Les sédiments ont d'abord été mélangés afin d'obtenir un matériel homogène tant du point de vue granulométrique que lithologique (bioclastes/silicoclastes). Les sédiments secs ont ensuite été déposés sur la structure en mousse dans le canal vide pour éviter toute ségrégation par vitesse de chute qui pourrait se produire si le sédiment était déposé dans l'eau. Finalement, les sédiments ont été lissés, sans tassement, afin d'obtenir une pente de plage initiale d'environ 4°. Cette pente a été choisie dans le but de se rapprocher au mieux de la pente naturelle des cordons littoraux composés d'un sédiment similaire (Weill, 2010). Une fois la pente modelée, le canal a été rempli lentement jusqu'à atteindre 17 cm de hauteur d'eau. Une fois ce niveau d'eau obtenu, une houle de 3 cm d'amplitude et de 2 s de période a été générée par le batteur pour déplacer le sédiment et former une morphologie de banc initiale. Cette étape permet, entre autres, de saturer le lit sédimentaire initialement déposé

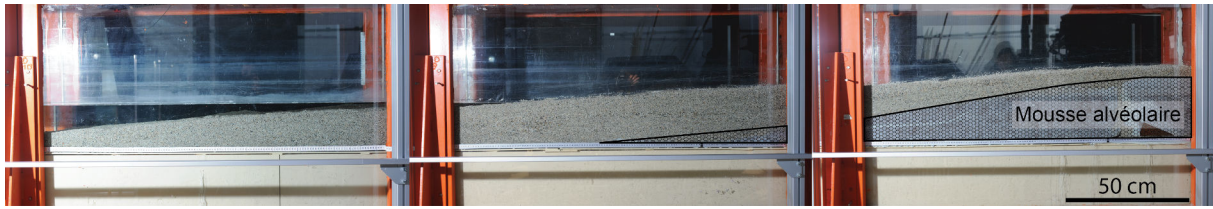


Figure III.4. Mise en place initiale du sédiment dans le canal. Le sédiment est lissé puis le canal est rempli d'eau ($H_{eau} = 17\text{ cm}$) avant la mise en marche du batteur.

et de le tasser naturellement par l'action des vagues. Assez rapidement (30 à 60 min), un premier profil de plage est créé. Afin de débiter chaque expérimentation en s'approchant du même état initial, la houle a été générée pendant 4 h dans les trois cas pour former des modèles initiaux ayant tous atteint leur profil d'équilibre. Dans le but de comprendre les processus impliqués dans la construction des barrières, plusieurs étapes de fluctuation du niveau d'eau ont été réalisées.

III.3.3 Évolution du niveau d'eau moyen

La modification du niveau d'eau au cours du temps permet de perturber l'équilibre atteint et entraîne le remaniement du pied de plage et la génération de débordements (Figure III.5). Plusieurs modifications de la hauteur d'eau permettent donc de mieux comprendre comment une barrière se construit, en examinant les morphologies et les structures internes qui en résultent. La perturbation de l'état d'équilibre aurait pu également être effectuée en modifiant l'état de houle (période, amplitude). Cependant, les barrières bioclastiques et mixtes sont généralement situées dans un contexte de replat de marée qui atténue la houle. Ces barrières sont remaniées principalement par des fluctuations du niveau d'eau moyen avec notamment l'augmentation du niveau marin et les marées extrêmes de vives-eaux astronomiques (cycle de 4,4 et 18,6 ans) (Morton *et al.*, 2000 ; Matias *et al.*, 2010 ; Weill, 2010 ; Weill *et al.*, 2012 ; 2013). Ainsi, seules des variations du niveau d'eau ont été utilisées, ce qui a également permis de rester dans les mêmes conditions expérimentales que Weill *et al.* (2013).

La durée totale de chaque expérience diffère car le temps de mise à l'équilibre des barrières n'est pas exactement le même en fonction de la composition sédimentaire. La durée minimale de mise à l'équilibre à la suite d'une variation du niveau d'eau est de 140 min (2 h20). Le remplissage et la vidange du canal sont contrôlés par des vannes à boiseaux sphériques à ouverture manuelle. Elles ne sont pas adaptées pour contrôler un débit ; les tailles des deux types de vanne étant différentes, la précision sur ces vitesses est

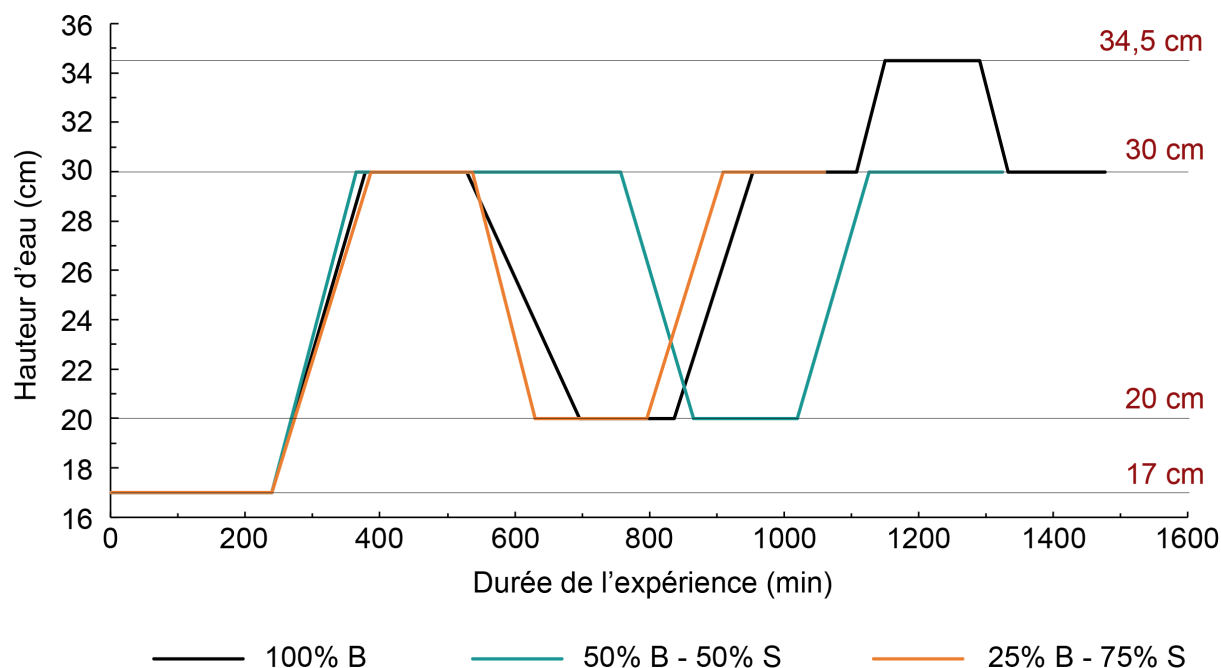


Figure III.5. Fluctuations du niveau d'eau au cours des expériences (le niveau à 34,5 cm a été atteint seulement dans le cas du modèle B_{100}).

difficile à obtenir. Cependant, dans le cas des trois expériences, les vitesses de remplissage et de vidange sont comprises globalement entre 5 et 6 cm h⁻¹.

III.3.4 Suivi de la morphologie de surface

L'évolution de la morphologie au cours de chaque expérience a été suivie à l'aide d'un télémètre laser (SICK-DT500, Allemagne) et d'une technique photogrammétrique. L'acquisition des données est réalisée avant chaque modification du niveau d'eau : lorsque la barrière est à l'équilibre, le générateur de vagues est arrêté le temps d'effectuer les profils au télémètre et les photographies. Dans le cas des expériences sur les sédiments composés en partie de sable ($B_{50}S_{50}$ et $B_{25}S_{75}$), l'eau était trop trouble pour obtenir des données cohérentes. A chaque stade d'équilibre, le canal a donc été vidé lentement, évitant ainsi la déstabilisation de la surface, pour réaliser les mesures. Le canal a ensuite été rempli à nouveau pour poursuivre l'expérience.

a) Principe de fonctionnement de la télémétrie laser

Le télémètre projette un rayon laser vers le lit sédimentaire qui est réfléchi et renvoyé vers une bande de capteurs optiques sur le boîtier du télémètre. L'incertitude de la mesure de distance (z) est de 3 mm. Le boîtier est fixé sur une barre métallique (Norcan) perpendiculaire aux parois du canal, elle-même montée sur un rail permettant le déplacement

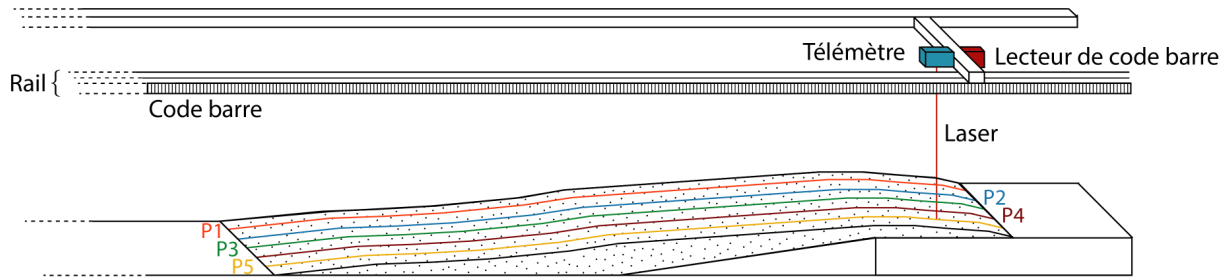


Figure III.6. Principe de fonctionnement du télémètre laser. Un total de cinq profils a été effectué avec l'appareil, distants de 7 cm des parois et chacun séparé par 9 cm. Le télémètre se déplace le long d'un rail et connaît sa position en temps réel grâce à un code barre.

du système le long du canal. L'instrument est déplacé manuellement le long du rail et sa position est déterminée de façon précise (± 1 mm) grâce à la lecture optique d'un code-barres collé sur le rail. La fréquence d'échantillonnage du télémètre est de 4 Hz, imposant un déplacement du télémètre lent et régulier (4 m s^{-1} maximum) afin d'assurer une bonne densité et répartition des points de mesure. Un aller-retour est effectué pour doubler les mesures par sécurité. Afin d'obtenir la morphologie globale de la barrière modélisée à chaque stade, cinq profils longitudinaux, espacés de 9 cm, ont été réalisés en déplaçant le lecteur sur l'axe transversal : P1, P2, P3, P4 et P5 (Figure III.6). Environ 25 min sont nécessaires pour effectuer un aller-retour. Un nombre de cinq profils a été choisi dans le but d'obtenir une représentation des morphologies sur toute la largeur du canal sans que la durée d'acquisition soit excessive. Dans le cas du sédiment B₁₀₀, les mesures télémétriques ont été effectuées en présence d'eau. L'indice de réfraction étant différent entre l'eau et l'air, les données récoltées ont été corrigées : la hauteur d'eau est calculée en soustrayant la distance mesurée par le télémètre par la hauteur entre l'émetteur et la surface libre. L'épaisseur de la colonne de l'eau a ensuite été corrigée en utilisant l'indice de réfraction de l'eau.

b) Principe de la photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode permettant la reconstitution d'un objet en trois dimensions à partir de différentes prises de vue. C'est une technique de plus en plus employée en géosciences, notamment pour la reconstitution de volumes 3D sur le terrain (Westoby *et al.*, 2012 ; Casella *et al.*, 2014 ; Eltner *et al.*, 2015 ; Long *et al.*, 2016 ; Cook, 2017) mais son utilisation sur des modèles analogiques est encore anecdotique. La photogrammétrie est utilisée en complément du télémètre pour obtenir des vues en trois dimensions à chaque étape de variation du niveau d'eau. Un appareil photographique Nikon D700 est utilisé, doté d'un capteur plein format de 12 millions de pixels et d'une

optique de longueur focale fixe de 55 mm. Il est utilisé pour effectuer des prises de vues au-dessus du modèle. Les clichés sont effectués manuellement le long du modèle, perpendiculairement au sol, avec un taux de recouvrement entre deux photos successives supérieur à 50 % (Figure III.7). Le logiciel VisualSFM (Wu, 2013) a été utilisé pour analyser les photographies. Son interface graphique facilite sa prise en main, permettant l'obtention d'un nuage de points 3D à partir d'un set de photos. Le logiciel recherche tout d'abord les points-clés des photographies qui vont ensuite être comparés à l'ensemble des photos. Si ces points se retrouvent sur plusieurs clichés, on parle de correspondances. Plus le nombre de correspondances est important entre deux photos, plus elles se ressemblent (le taux de recouvrement est plus important). Parfois, de fausses correspondances peuvent être trouvées s'il existe un motif récurrent sur les prises de vues, mais le logiciel corrige automatiquement ce type d'erreurs. Plusieurs clichés recouvrent en partie la même surface, mais ils n'ont pas été pris avec la même orientation. Une fois les correspondances établies, le logiciel peut calculer la matrice de transformations permettant de passer d'un cliché à un autre. Il crée ainsi des points 3D, mais seulement pour les points-clés dont les correspondances ont été établies. Pour obtenir un nuage de points plus dense, le module "Clustering Views for Multi-view Stereo" (CMVS - Furukawa *et al.*, 2010) est utilisé. A chaque point est associée une couleur ce qui permet de conserver la texture de l'image et d'obtenir un rendu "photographique" en 3D. Cependant, certains nuages de points obtenus sont incomplets voire absents car les sets de photos utilisés ne permettent pas au logiciel d'obtenir assez de points de correspondance. Les nuages de points denses ont ensuite été nettoyés sur le logiciel CloudCompare v2.9.1 (EDF R&D, 2011). Des points de référence, situés sur les bords du canal, sont visibles sur les nuages de points ce qui permet de caler

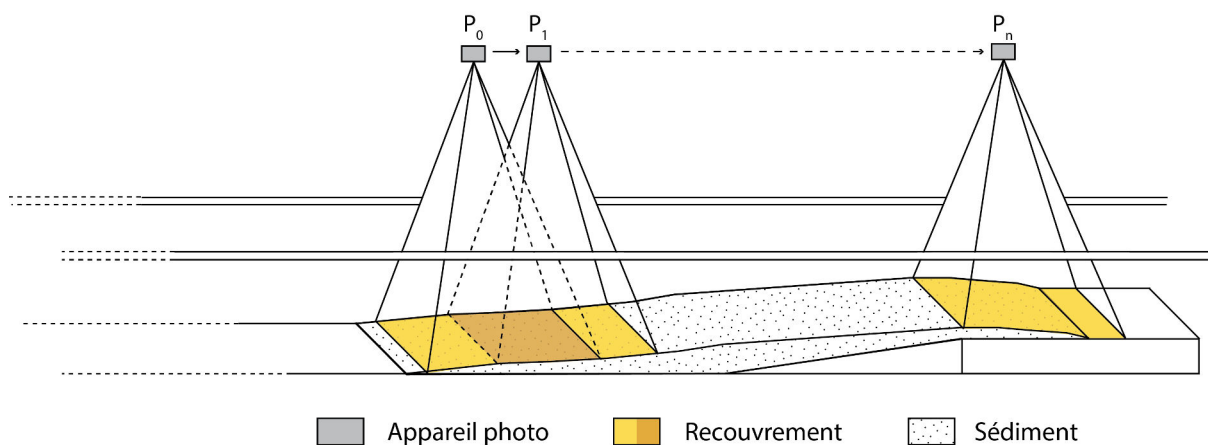


Figure III.7. Principe de la prise de vue photogrammétrique appliqué aux expériences en canal.

chaque modèle sur le même référentiel. Connaissant les valeurs en x, y et z des points de référence, l'échelle est alors bien contrainte. CloudCompare permet également de traiter les différents nuages de points 3D denses dans le but de les comparer les uns aux autres. Le module "Multiscale Model to Model Cloud Comparison" (M3C2 - Lague *et al.*, 2013) permet le calcul de distance entre deux nuages de points et crée un nuage final faisant apparaître les différentiels de volume entre les deux modèles initiaux.

La technique de photogrammétrie a été testée pour la première fois dans le canal à houle. Certaines données sont incomplètes voire absentes, mais elles s'ajoutent et complètent celles provenant de la télémétrie.

III.3.5 Suivi de l'architecture interne

Au cours de chaque expérience, des prises de vue des parois latérales du canal ont été réalisées régulièrement afin d'observer l'évolution de l'architecture interne des barrières modélisées. Ces clichés ont été obtenus à l'aide de deux appareils numériques : (i) un Nikon D700 équipé d'un capteur plein format de 12 millions de pixels et d'une optique de longueur focale fixe de 55 mm, et (ii) un Nikon D800 doté d'un capteur plein format de 15 millions de pixels et d'une optique de longueur focale fixe de 60 mm. Les images ont ensuite été traitées sur un logiciel de retouche d'images avant d'être interprétées.

A la fin des trois expériences, des lacquer-peels (ou epoxy-peels) ont été réalisés le long de tranchées longitudinales creusées au centre du canal. Une résine epoxy est appliquée sur la face de la tranchée, suivie par le recouvrement d'un tissu perméable avant de déposer à nouveau une nouvelle couche de résine (Figure III.8). La deuxième couche d'epoxy se colle à la première à travers les mailles du tissu. Lorsque le tissu est arraché lentement, une couche de sédiment est décollée et l'architecture finale du banc est mise en relief. En effet, la granulométrie ou la nature du sédiment (coquilles/sable) a une influence sur la profondeur d'infiltration de la colle ce qui permet d'obtenir un effet de relief, mettant ainsi en évidence les différents litages, leur organisation ainsi que la disposition et le tri des

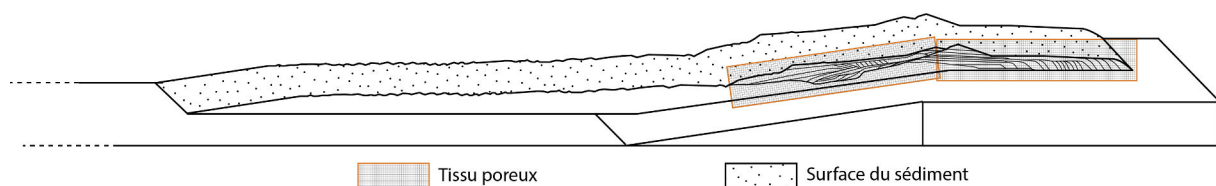


Figure III.8. Méthode de réalisation d'un peel dans le canal. La moitié du sédiment est retiré afin d'obtenir une coupe centrale du modèle. Une résine epoxy est appliquée sur la surface d'intérêt, puis un tissu suivi d'une nouvelle couche de colle avant d'arracher lentement la surface.

particules. A noter qu'avant d'être entièrement retiré du canal, le modèle est échantillonné en surface, sur 1 cm d'épaisseur environ, afin de caractériser la granulométrie superficielle de l'état final. La masse des échantillons est comprise entre 200 et 300 g.

III.4 Processus hydro-sédimentaires impliqués dans la construction d'une barrière

Les processus hydro-sédimentaires agissant sur la construction des barrières modélisées au cours des fluctuations du niveau d'eau sont identiques pour les trois expériences. Une barrière se décompose en différentes zones : la zone de déferlement, la zone de swash/backwash, la crête et les dépôts de washovers. L'intensité des processus peut varier en fonction de la hauteur d'eau dans le canal, ainsi que la position de leur action. Les différentes zones et les processus hydro-sédimentaires associés sont présentés ci-après.

III.4.1 Zone de déferlement et zone de swash

De façon générale, le déferlement se produit lorsque la vague atteint une cambrure critique avec la diminution de la profondeur d'eau et s'écroule sur elle-même, créant une zone de forte turbulence. La déformation de l'onde gravitaire est causée principalement par deux facteurs : soit la hauteur relative (H/H_{eau}) de la houle devient trop importante, soit la cambrure (H/λ) de la vague devient trop grande (H : hauteur entre la crête et le

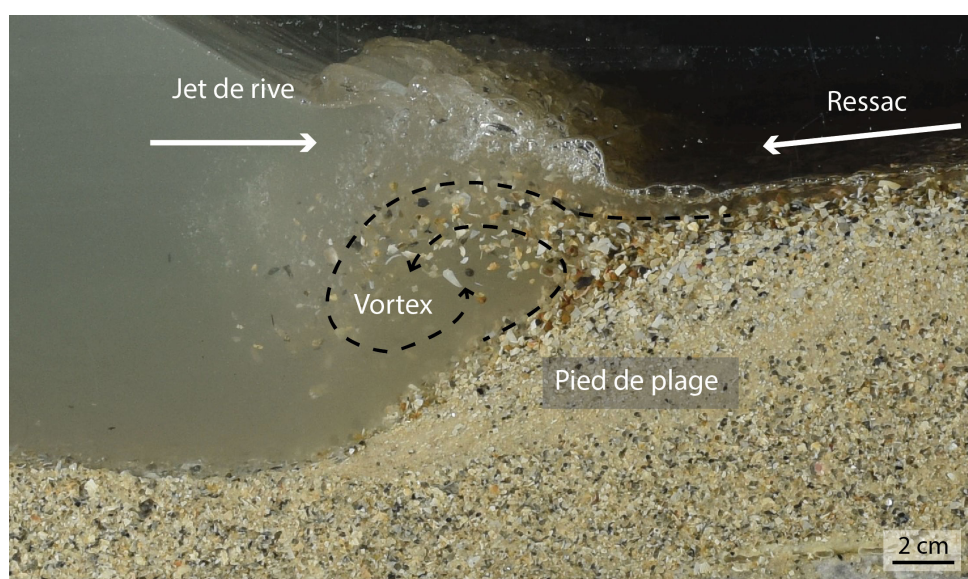
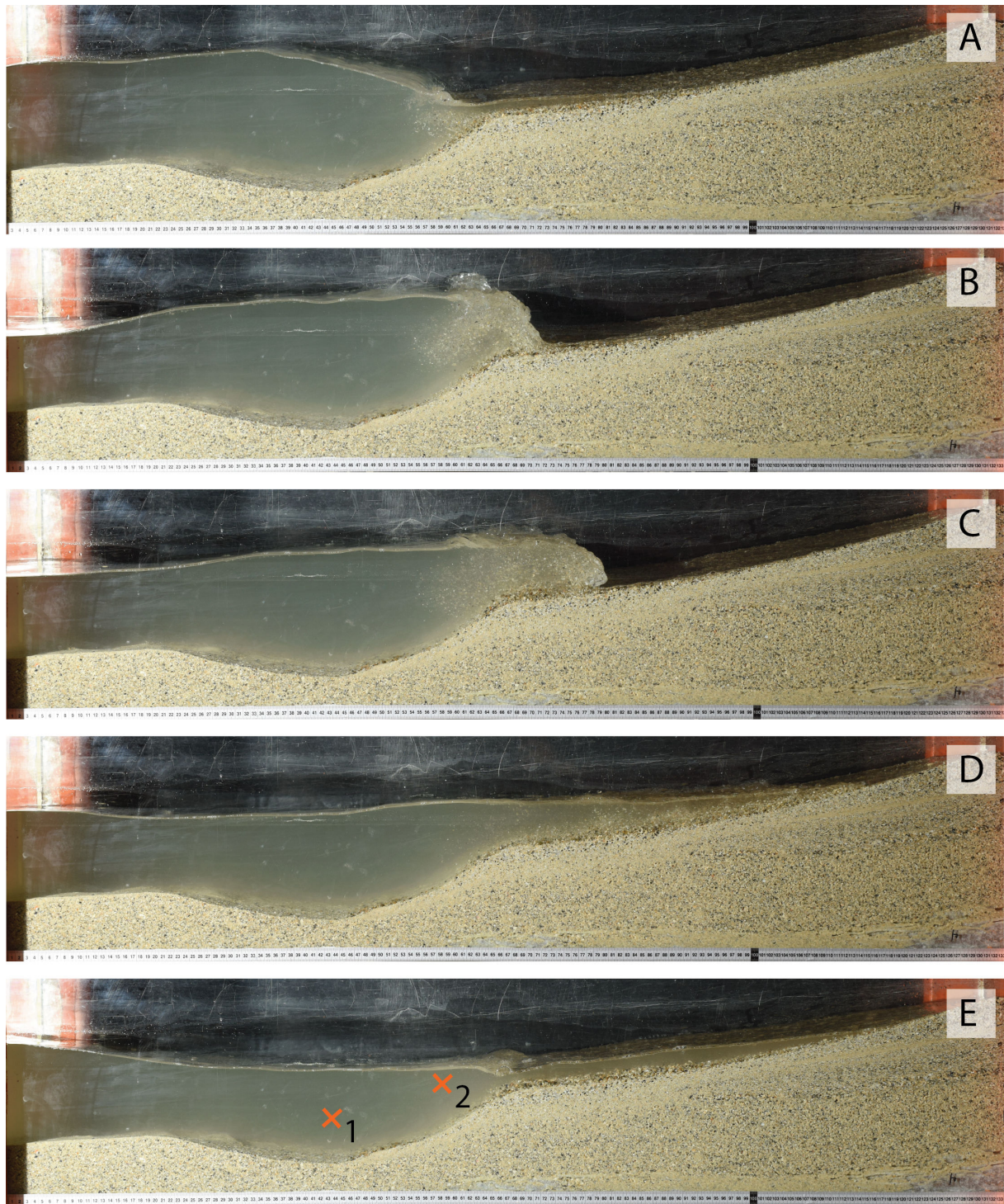


Figure III.9. Mise en suspension des particules dans la zone de déferlement. Création d'un vortex à l'intersection du jet de rive et du ressac créant une forte érosion du pied de plage.

creux; H_{eau} : hauteur d'eau, λ : longueur d'onde). Dans le cas des eaux peu profondes (cas des modélisations physiques en canal) la profondeur de l'eau devient de plus en plus faible à l'approche de la plage induisant le déferlement de la houle. Les observations effectuées au cours de chaque expérience sur les profils de plage à l'équilibre, indiquent que les déferlements sont gonflants pour chaque composition de barrière (Figure III.10). Cependant, lorsque la zone de déferlement se déplace, en réponse aux variations du niveau d'eau moyen, la pente est plus douce et il est alors possible d'observer un déferlement de type plongeant (Figure III.11).

Dans la zone de déferlement, le sédiment est sujet à une remise en suspension importante. Ce phénomène s'explique par l'interaction entre le swash (jet de rive) et le ressac (backwash). Le swash correspond à la nappe d'eau se déplaçant vers le haut du rivage sous l'impulsion de la vague, provoquée par le déferlement. Le backwash représente l'écoulement gravitaire de la nappe d'eau apportée par le jet de rive en haut de plage, suivant la ligne de plus grande pente. La zone de rencontre entre le jet de rive et le ressac crée une cellule de recirculation de haute turbulence qui entraîne la remise en suspension des particules et forme le pied de la plage causé par une forte érosion (Figure III.9, Figure III.10 – A, B). Une fois en suspension, les grains sont transportés, toujours en suspension mais également par charriage, par le courant lié au swash vers le haut de plage (Figure III.10 – C, D). Certaines particules qui n'ont pas pu être transportées sur une grande distance sont reprises par la nappe de retrait en sens inverse jusqu'à la zone de déferlement (Figure III.10 – E, A).

Afin de connaître la capacité de l'écoulement à mobiliser le sédiment, l'enregistrement des vitesses horizontale et verticale dans le déferlement, a été effectuée par ADVP (c.f. chapitre II, Figure III.12). Afin d'obtenir un enregistrement continu, le Vectrino Profiler devait rester immergé pendant l'enregistrement, ce qui implique une hauteur d'eau minimale de 8 cm dans la zone de mesure. La sonde a été placée au niveau du pied de banc de la barrière (Figure III.10 – E.1), et lorsque le niveau d'eau le permettait, les vitesses ont également été mesurées au début de la zone de swash (Figure III.10 – E.2). L'épaisseur de la tranche d'eau était comprise entre 8 et 11,5 cm au niveau du pied de la plage (8 cm dans la zone de swash). L'enregistrement des vitesses a été réalisée au-dessus du fond (jusqu'à environ 3 cm au-dessus du lit sédimentaire). L'évolution des vitesses horizontale et verticale au niveau des deux zones de mesures est représentée sur la figure III.12. Seules les données brutes sont tracées car la SNR est plus faible dans les zones de mesure à cause de la formation de bulles induite par le déferlement, et d'une importante quantité de sédiments qui est remise en suspension.



✕ Emplacement de l'ADVP

Figure III.10. Séquence de déferlement d'une vague sur la plage du modèle $B_{50} S_{50}$. Le déferlement, de type gonflant, entraîne les particules en suspension dans la zone de rencontre entre le jet de rive et le ressac (A et B). Les particules sont ensuite transportées par charriage et suspension dans la zone de swash (C et D). Une partie des grains est également transportée par le ressac pour revenir dans la zone de déferlement (E et A).



Figure III.11. Déferlement plongeant induit par la mobilisation d'un nouveau stock de sédiment.

Le filtre utilisé dans le chapitre II ne fonctionne donc pas ici. La vitesse horizontale (u) est positive dans le sens "large $\rightarrow$ plage". La période de 2 s de la houle imposée au batteur se retrouve bien sur l'enregistrement. Les courbes sont asymétriques en avant du déferlement car l'accélération est plus forte dans le swash qu'au backwash. Cependant, les amplitudes des vitesses sont similaires dans les deux cas. En l'absence de données de contraintes critiques de cisaillement sur le fond, la capacité de mise en mouvement des particules est déduite au premier ordre par les vitesses de l'écoulement atteintes lors de la mise en mouvement des particules bioclastiques sous un courant unidirectionnel (Chapitre II). Cette vitesse est au maximum de $0,55 \text{ m s}^{-1}$, toutes espèces confondues. Dans le canal à houle, la vitesse u , atteinte au-dessus du fond avant le pied du banc, est d'environ $0,25 \text{ m s}^{-1}$ (Figure III.12 – A) mais triple au niveau du déferlement (Figure III.12 – B). La vitesse verticale représente la moitié de la vitesse horizontale à l'avant du déferlement ($0,12 \text{ m s}^{-1}$), et augmente peu au niveau du déferlement ($0,15 \text{ m s}^{-1}$). La gamme de vitesse horizontale atteinte dans la zone de déferlement montre que les particules bioclastiques peuvent toutes être mises en mouvement. De plus, la granulométrie du sable ($0,10 \text{ mm} < D_{\text{sieve}} < 3,15 \text{ mm}$) implique des contraintes de mises en mouvement équivalentes à celles des bioclastes les plus grossiers ($4,075 \text{ mm}$), ils peuvent donc également être mis en mouvement. De plus, l'influence des vitesses verticales et de la pression hydrostatique favorise la mobilité de l'ensemble des particules.

La capacité de transport des particules dans la zone de swash dépend de leur forme, de leur taille (Kirk, 1970) et de leur vitesse de chute. Un grain dont la vitesse de chute est importante va sédimenter plus rapidement et va donc se déposer en premier entraînant la possibilité d'être remis en mouvement par le backwash. Au contraire les particules possédant de faibles vitesses de chute ont la capacité de rester en suspension plus longtemps,

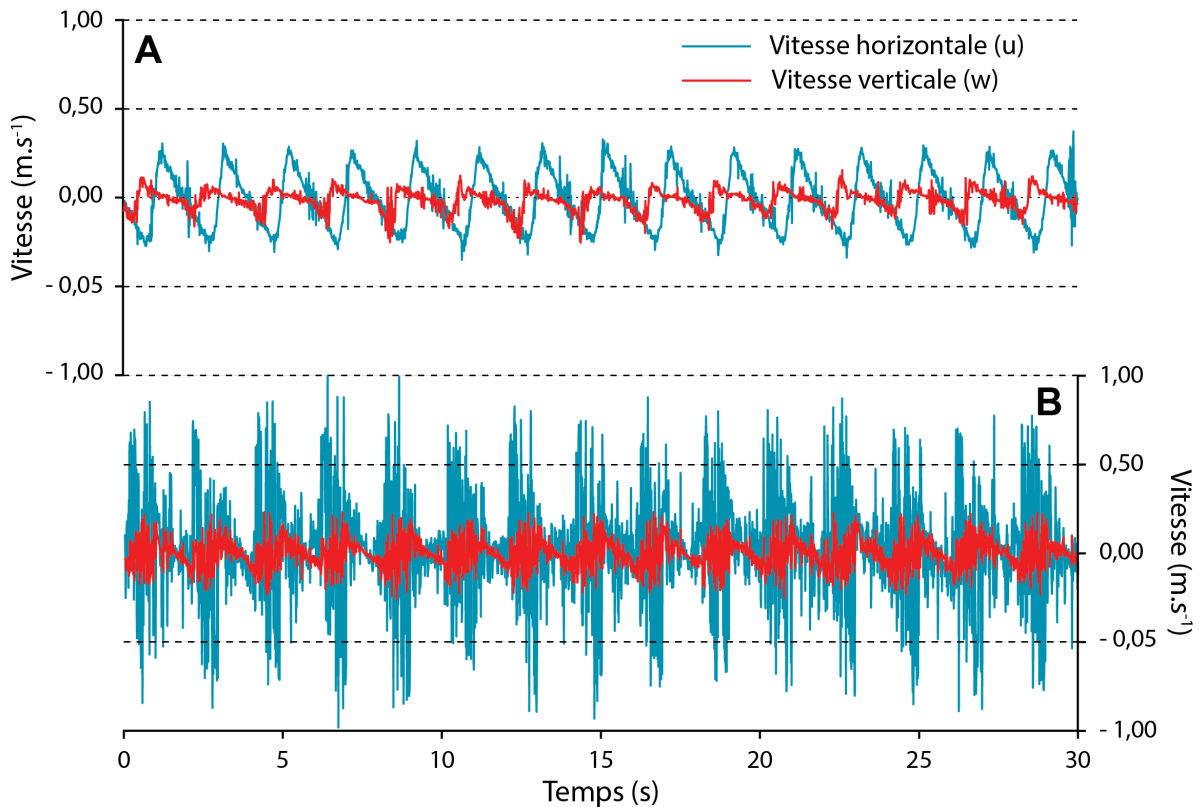


Figure III.12. Évolution des vitesses verticale et horizontale au cours du temps, à 1,5 cm au dessus du fond : avant le pied de banc (A - $H_{eau} = 11$ cm) et au niveau du déferlement (B - $H_{eau} = 9,5$ cm).

d'être transportées sur de plus longues distances et de ne pas être reprises dans le ressac. La taille et la forme sont des paramètres prépondérants dans le cas d'expérimentations comprenant des particules bioclastiques. Elles sont grossières et plus aplaties, ce qui leur confère une grande surface portante face à l'écoulement.

III.4.1.1 Cas d'une augmentation du niveau d'eau moyen

Pour rappel, nous présentons ici les réponses morphologiques communes aux trois barrières modélisées (B_{100} , $B_{50}S_{50}$ et $B_{25}S_{75}$) associées à une augmentation du niveau d'eau moyen. Ces augmentations conduisent systématiquement à la submersion de la barrière par overwash (la hauteur du run-up dépasse la crête). En aucun cas le niveau d'eau statique ne dépasse la crête.

Une augmentation régulière du niveau d'eau moyen dans le canal provoque le déplacement de la zone de déferlement, et donc du pied de banc, vers le profil de plage. La figure III.13 montre le déplacement du pied de banc et de la barrière, chaque profil étant séparé d'une durée de 10 min. Les modifications morphologiques sont minimales et les vitesses d'évolution lentes tant que le run-up ne dépasse pas la crête de la barrière. Une fois

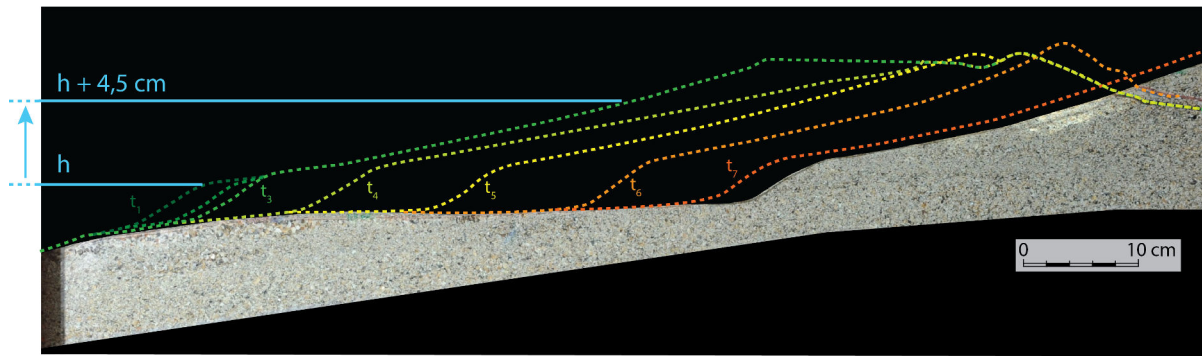


Figure III.13. Évolution du profil de plage dans le cas d'une augmentation de la hauteur d'eau de 4,5 cm. Le temps entre chaque profil est de 10 minutes (et 5 minutes entre le dernier profil et le lit sédimentaire. Temps total : 65 minutes). Le matériel érodé est transporté sur la face interne de la barrière B_{100} ; les dépôts ne sont pas représentés car ils sont situés en dehors de la figure, au niveau des washovers¹.

que la crête est franchie, et que le matériel érodé en pied de banc peut être transporté sur la face interne, on assiste à une accélération des modifications morphologiques et à une véritable translation de la barrière vers la "terre". Avant la stabilisation du niveau d'eau moyen, le mouvement de la barrière s'effectue en suivant un cycle "érosion/aggradation" des dépôts. L'augmentation régulière de la hauteur d'eau induit la formation d'un espace d'accommodation à l'arrière de la barrière. Lorsque elle est submergée, la crête est arasée au profit de la formation d'une nappe de washover¹.

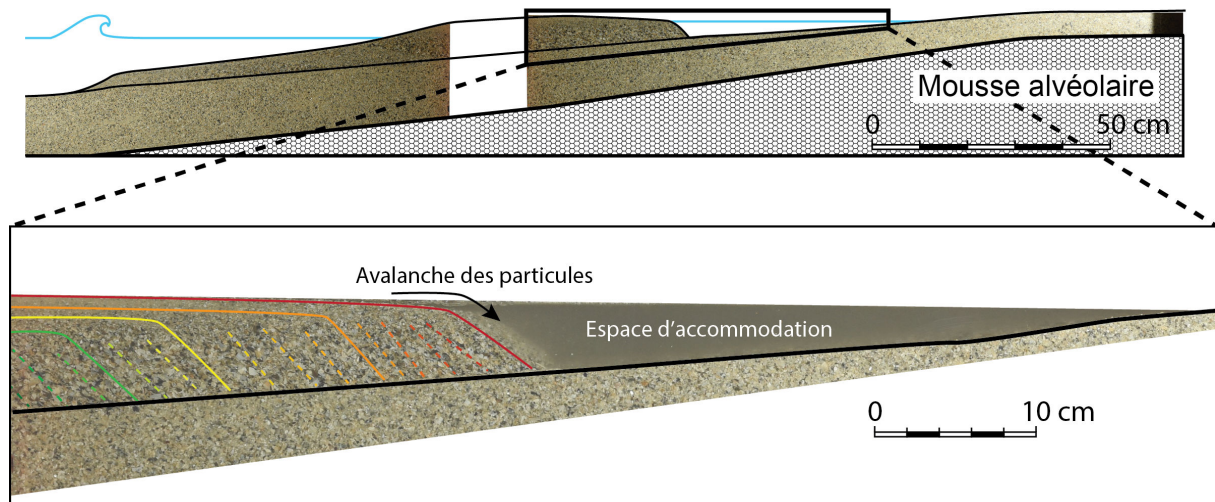


Figure III.14. Comblement de l'espace d'accommodation créé par l'augmentation du niveau d'eau. Le dépôt s'effectue par une succession d'avalanches de particules formant de nombreuses laminations. Les sédiments déposés sont grossiers. Le temps écoulé entre la première et la dernière lamine sur la photo est de 15 minutes.

1. Les processus de washover sont expliqués dans la section III.4.2

Le sédiment, transporté par le jet de rive, est déposé en une succession d'avalanches (Figure III.14). La nappe avance au rythme de la houle, comblant progressivement l'espace d'accommodation. Les particules déposées en lamines correspondent à des bioclastes grossiers, provenant du remaniement des grains du profil de plage triés dans la zone de swash. Lorsque le comblement est terminé alors que le niveau d'eau monte encore, les particules s'accumulent en haut de pente. Une aggradation s'enclenche et une crête est *in fine* construite. La figure III.15 montre une accumulation de particules sur plus de 8 cm de hauteur pour une durée de 20 minutes. L'aggradation sédimentaire s'arrête lorsque la nouvelle crête est érodée. Un nouvel espace d'accommodation est alors créé à l'arrière. Ce cycle se répète jusqu'à ce que la montée du niveau d'eau moyen soit stoppée (Figure III.16).

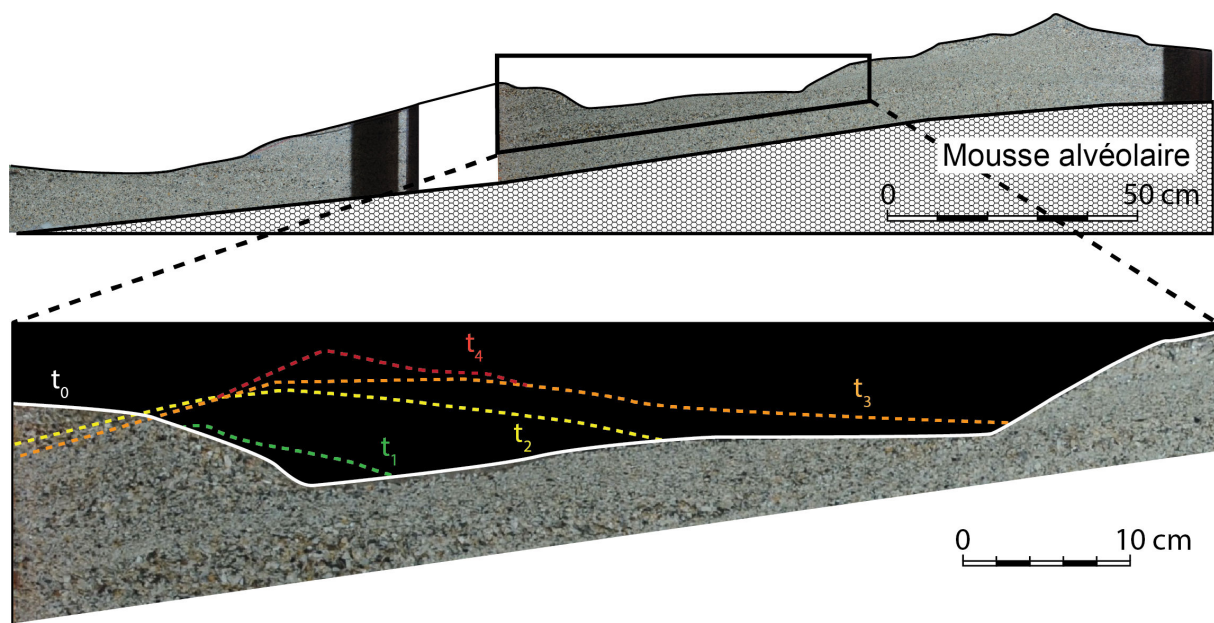


Figure III.15. Aggradation des sédiments suite au comblement de l'espace d'accommodation. Chaque profil est séparé de 5 minutes.

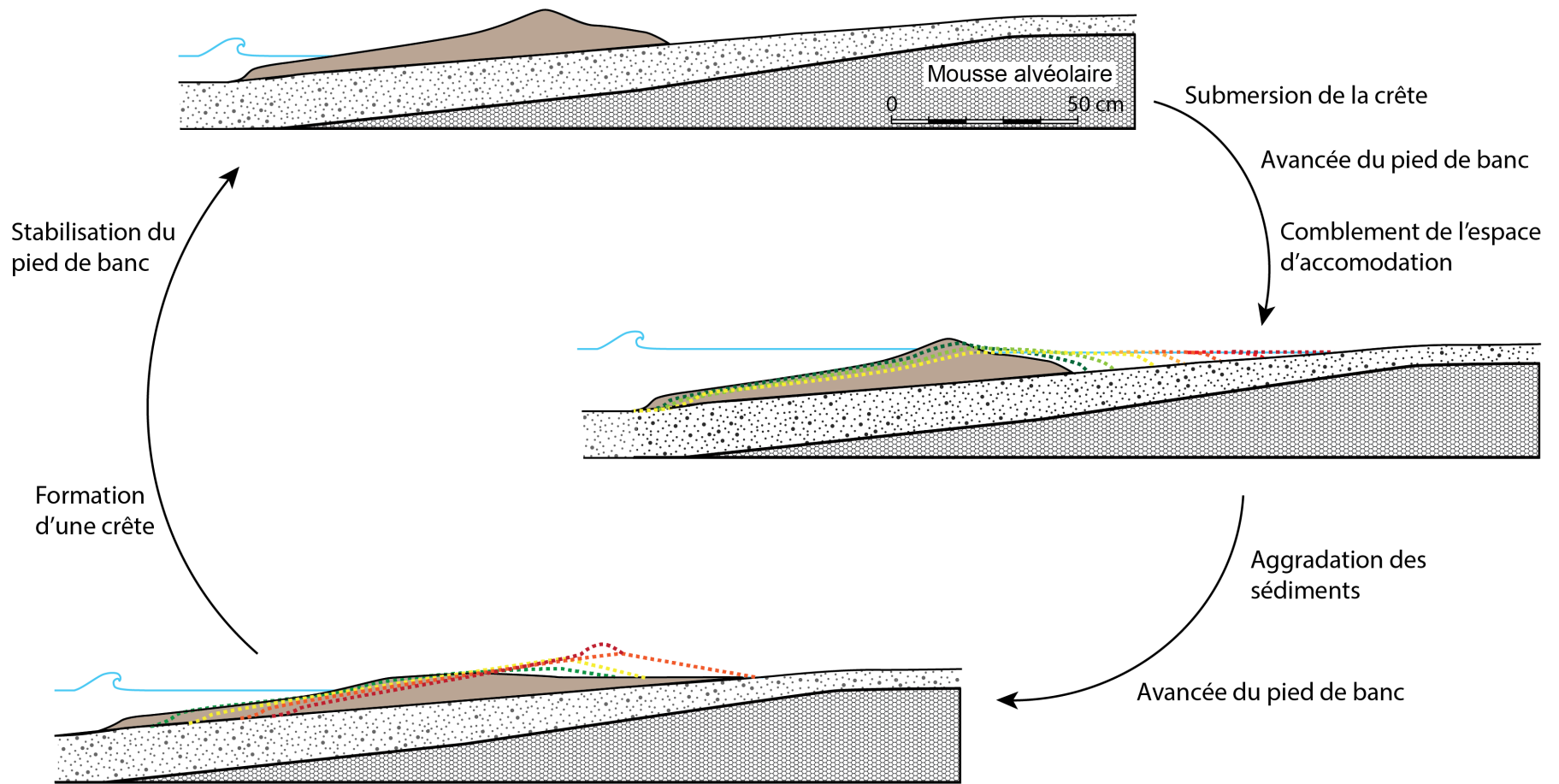


Figure III.16. Cycle d'érosion et d'aggradation des dépôts sédimentaires au cours de la montée du niveau d'eau moyen (cas du modèle B_{50} S_{50}).

III.4.1.2 Cas d'une diminution du niveau d'eau moyen

La diminution de la hauteur d'eau entraîne un nouveau déplacement de la zone de déferlement qui descend le long du profil de plage. Ce mouvement implique le recul de la zone d'interaction entre le swash et le backwash et donc le déplacement du pied de banc. La Figure III.17 illustre ce phénomène, avec la migration en direction de la "mer" du pied de plage. Des litages sigmoïdaux, dont la terminaison est en downlap, se créent. Les terminaisons supérieures, lorsqu'elles sont préservées sont en toplap, mais elles sont souvent tronquées. Les sédiments déposés au pied de banc sont en partie composés de particules grossières bioclastiques. Les débris coquilliers grossiers, triés dans la zone de swash, sont également transportés puis déposés sur le haut de plage en formant une laisse. Cependant, la baisse régulière du niveau d'eau provoque l'abandon de la laisse au profit de la création d'une nouvelle plus bas sur le profil de plage. Ainsi l'ancien haut de plage est peu à peu recouvert par les différentes lisses composées du matériel bioclastique le plus grossier (Figure III.18). Du fait de la diminution de la hauteur d'eau, de nouveaux sédiments peuvent être mobilisés par la houle au "large" du pied de plage, créant ainsi un stock qui se concentre au pied de la barrière (Figure III.20 – B, C). La zone de déferlement se déplace alors au niveau de cette accumulation sédimentaire dont une partie est reprise et transportée vers le profil de plage. Le stock est progressivement démantelé tandis que la plage s'engraisse (Figure III.20 – D, E).

Les processus de transport en amont de la zone de déferlement dans le cas de sédiments mixtes (silico-bioclastiques) ne sont pas les mêmes. Les débris coquilliers et les particules

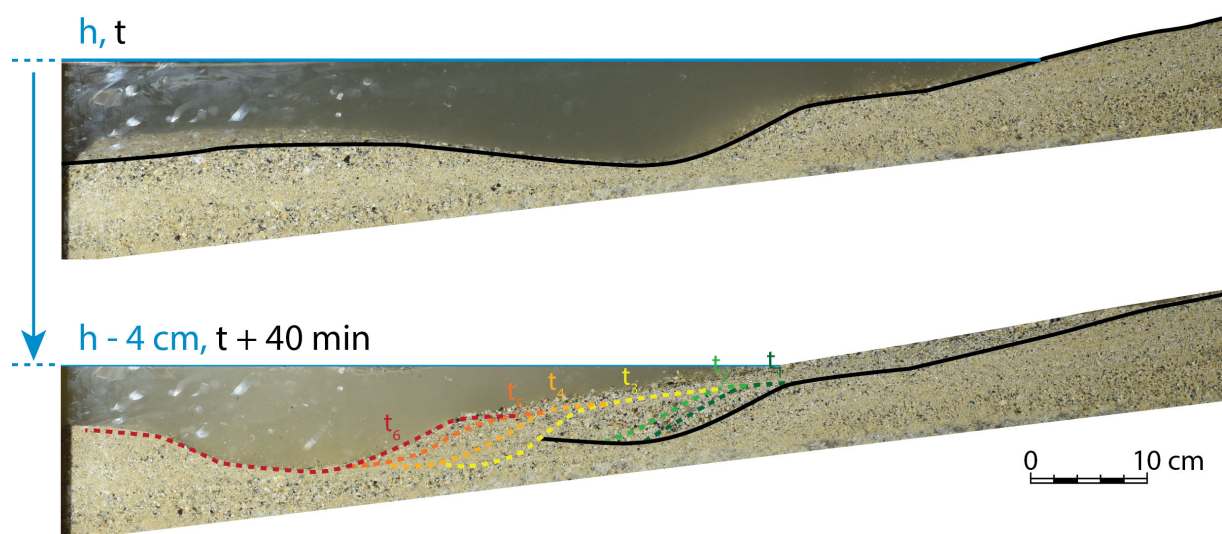


Figure III.17. Recul du pied de banc lors de la diminution du niveau d'eau moyen. Une durée de 5 minutes sépare chaque profil (cas du modèle B_{100}).

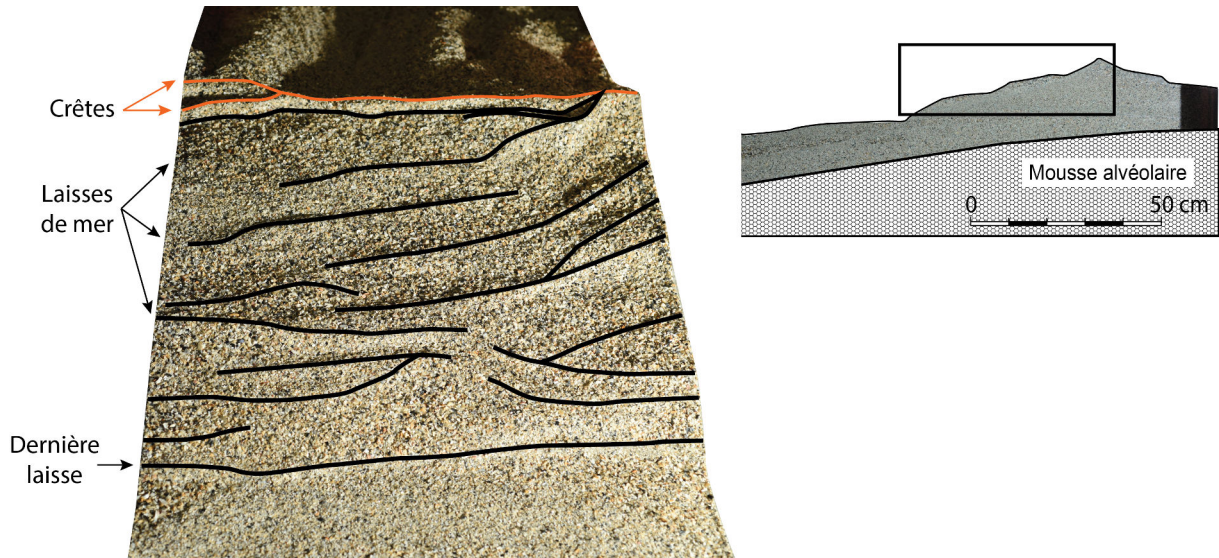


Figure III.18. Dépôts de laisses de matériel bioclastique grossier formées au cours de l'abaissement du niveau d'eau (vue du dessus).

silicoclastiques ne se déplacent pas de la même manière : le sable forme des rides tandis que les bioclastes vont être transportés directement par l'écoulement. Lorsqu'il n'y a pas de sable, les débris coquilliers les plus grossiers vont avoir tendance à se plaquer sur le fond et à armurer le lit sédimentaire. Le sédiment sur le fond ne présente pas de rides dans le cas d'une composition bioclastique. Plus le sédiment est riche en sable, plus le nombre de rides est important. Dans ce cas là, les bioclastes vont en partie se déposer dans le creux des rides, dans une zone de faible énergie (Figure III.19). Ainsi les particules de sable vont avancer plus lentement sur le fond par rapport à des particules bioclastiques.

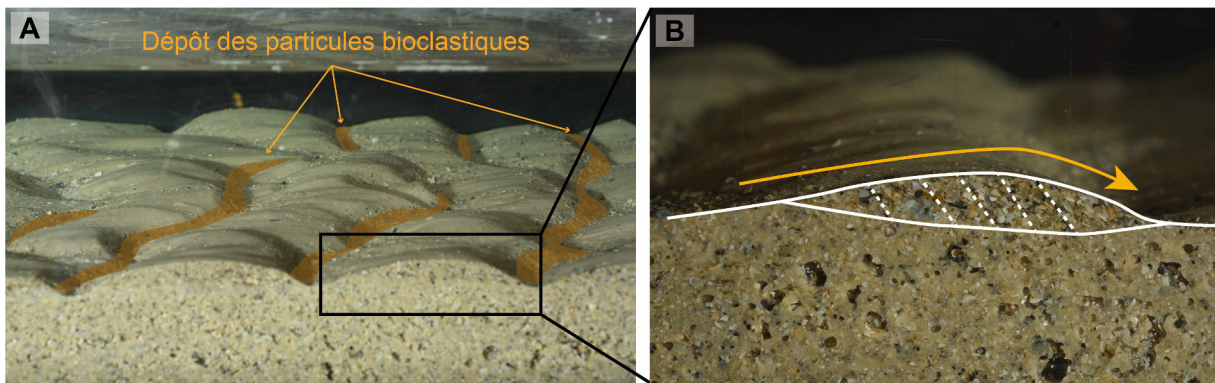


Figure III.19. Rides de houle formées dans le cas de mélanges silico-bioclastiques. Mise en évidence des dépôts bioclastiques à l'avant de la ride (A) et de la stratification oblique à l'intérieur d'une ride (B).

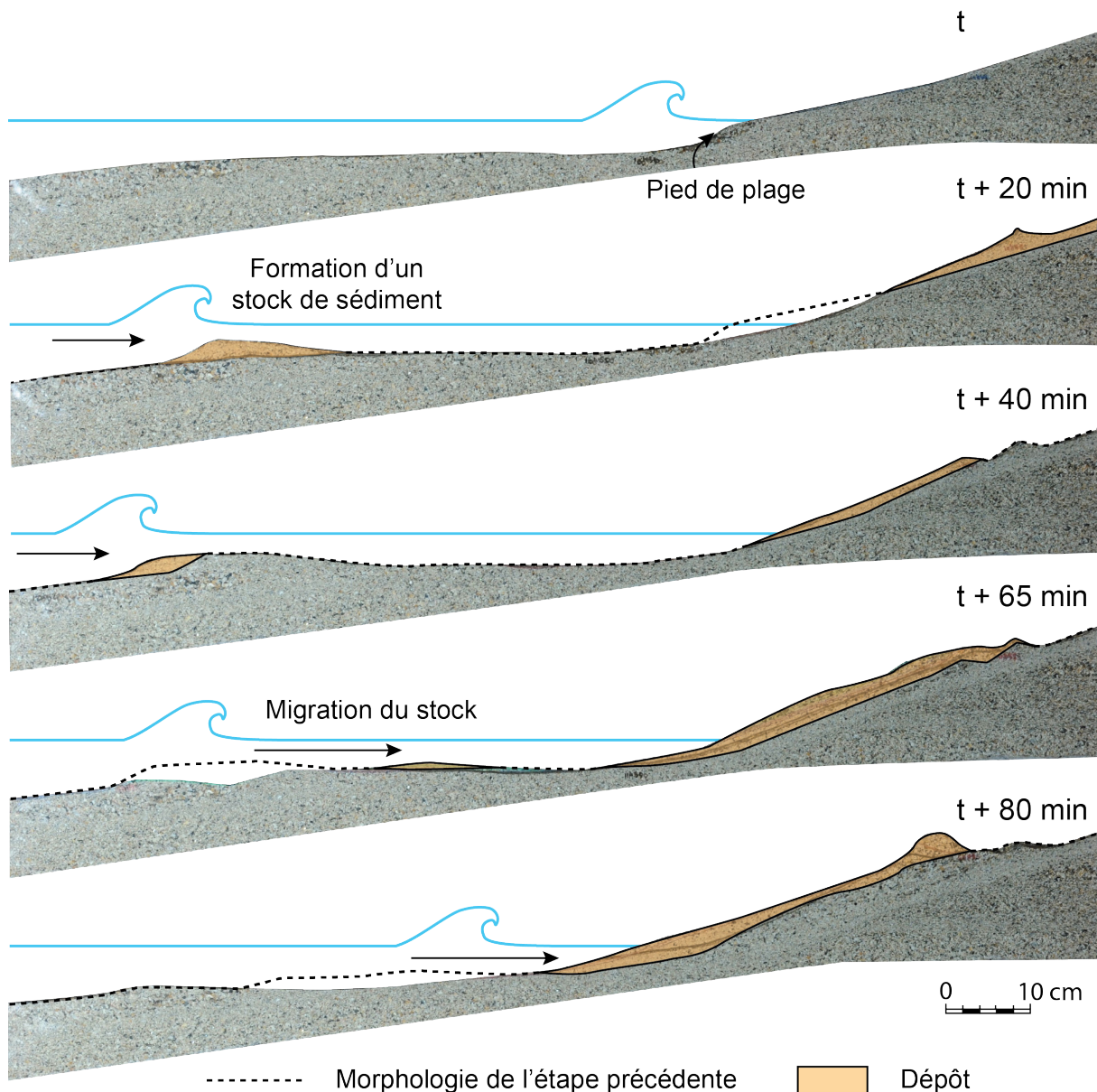


Figure III.20. Formation et migration d'un stock de sédiment à l'avant de la barrière à la fin de l'abaissement du niveau d'eau (lorsque le niveau d'eau est suffisamment bas).

III.4.2 Formation des washovers

Lorsque le niveau d'eau est suffisamment élevé, le swash est dans la capacité de dépasser la crête de la barrière. L'eau érode la crête localement et crée une petite brèche (Figure III.21 – A). Chaque jet de rive qui franchit la crête élargit de plus en plus la brèche jusqu'à ce que l'écoulement puisse continuer dans la dépression d'arrière-barrière. Les sédiments triés dans la zone de swash et ceux érodés en haut de plage sont alors transportés par les écoulements de débordement et déposés à l'arrière de la crête sous la forme d'un lobe de débordement (lobe de washover, Figure III.21 – B). Les particules s'accumulent

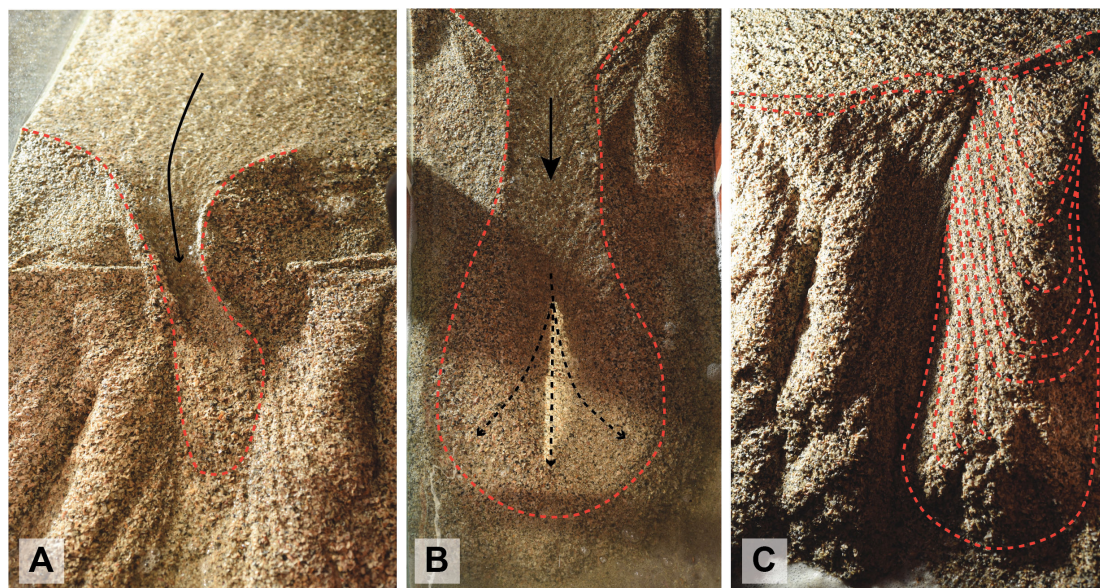


Figure III.21. Évolution des débordements de washover. Léger dépassement de la crête et début de chenalisation (A). Écoulement central et création d'un delta de washover avec la formation d'un lobe à l'extrémité (B). Enregistrement final de la succession de nombreux débordements (C).

en bout de lobe jusqu'à ce que le chenal se déplace vers une dépression plus importante. Les avulsions se succèdent et les dépôts comblent pratiquement en totalité la dépression d'arrière-barrière jusqu'à la fermeture de la brèche. Au final, une succession d'événements est visible dans l'enregistrement sédimentaire des différents dépôts de washover (Figure III.21 – C).

III.5 Évolution des barrières modélisées en fonction de la fluctuation du niveau d'eau moyen

III.5.1 Cas du modèle B₁₀₀

L'évolution du niveau d'eau moyen pour l'expérience B₁₀₀ comprend trois stades de montée, deux de diminution et six paliers de stabilisation (Figure III.23). Chaque événement est numéroté afin de faciliter la discussion. Le temps total de l'expérience est de 1480 min (soit 24 h et 40 min). Chaque palier de stabilisation, permettant la mise à l'équilibre du profil, a une durée totale d'environ 150 min (2 h30). Les vitesses des stades de montée 2 et 6 sont comprises entre 5 et 5,6 cm h⁻¹. Les dernières augmentation et diminution (stades n°8 et 10) ont une vitesse un peu plus élevée (6,4 cm h⁻¹). La chute du niveau d'eau du stade 4 est la plus lente (3,6 cm h⁻¹). Les différences proviennent de la difficulté à contraindre la vitesse de remplissage et de vidange du canal avec l'ouverture

ou la fermeture manuelle des vannes.

Au cours des modifications du niveau d'eau, la morphologie et l'architecture de la barrière évoluent. Ces évolutions sont détaillées dans les paragraphes suivants.

III.5.1.1 Observation de la morphologie de surface

a) Évolution des morphologies par télémétrie laser

Les mesures au télémètre laser permettent de suivre l'évolution de la morphologie au cours du temps pendant les expériences. La figure III.23 montre cette évolution le long du profil central (Figure III.6 – P3) pour les six étapes de variations du niveau d'eau (Figure III.23 – étapes n° 1, 2, 4, 6, 8 et 10). L'ordonnée est exagérée afin de mettre en évidence le mouvement de la barrière.

Les pentes des différentes zones sur la barrière (Figure III.22) sont déterminées et compilées sur la figure III.23 – B. Les valeurs correspondent aux pentes de chaque stade d'évolution de la barrière. La pente initiale du lit sédimentaire est d'environ 4° . A chaque étape, la pente de la plage prend une forme convexe car elle est séparée en deux parties distinctes, la limite étant le niveau statique de la hauteur d'eau. La partie immergée possède une pente plus douce tandis que le domaine émergé a une pente plus forte. Cette morphologie de plage est bien représentative du domaine naturel (Masselink et Puleo, 2006).

- **Stade 1 ($H_{\text{eau}} = 17 \text{ cm}$) :**

La pente du bas de plage est de 8° , et se raidit vers une valeur de $11,5^\circ$. La crête est beaucoup plus raide ($27,5^\circ$). Le profil à l'équilibre du bas vers le haut de plage mesure 70 cm de long.

- **Stade 3 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

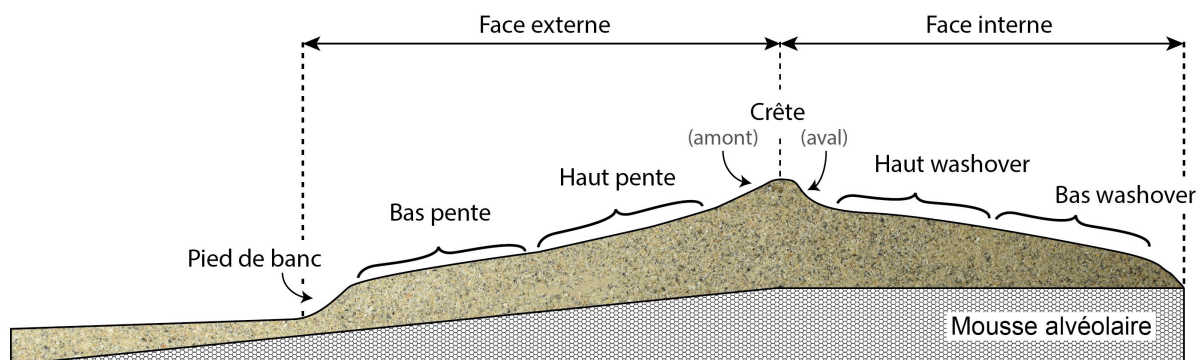


Figure III.22. Localisation et noms des différentes zones qui constituent une barrière.

La barrière migre de 200 cm côté "terre" à la suite de l'augmentation du niveau d'eau, les pentes évoluent. Le haut de plage et la crête deviennent beaucoup plus inclinés. La pente des washovers en arrière de la crête évolue d'une valeur initialement faible ($6,2^\circ$) vers une valeur plus élevée à leur extrémité ($14,7^\circ$). La longueur de la plage diminue légèrement et perd environ 7 cm sur l'étape précédente (longueur totale : 63 cm).

- **Stade 5 ($H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm}$) :**

La diminution du niveau d'eau entraîne la formation d'une nouvelle barrière, à une distance d'environ 100 cm en amont. La plage est beaucoup plus courte (48 cm) et les pentes sont légèrement plus fortes par rapport au stade précédent. La plage perd en longueur, sûrement provoqué par une réduction du stock sédimentaire mobilisé par rapport aux stades précédents. Seul la crête est moins abrupte.

- **Stade 7 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

Le déplacement de la nouvelle barrière d'environ 70 cm vers le côté "terre" est provoqué par une nouvelle augmentation du niveau d'eau qui alimente le profil de plage du stade 3. Ce nouveau stock de sédiment ne peut pas dépasser la crête et s'accumule sur la plage entraînant l'augmentation de la longueur du profil de plage (68 cm) et la diminution de sa pente ($11,8^\circ$).

- **Stade 9 ($H_{\text{eau}} = 34,5 \text{ cm}$) :**

L'ensemble de la barrière migre d'environ 50 cm vers la terre. De nouveaux washovers se développent à l'arrière de la crête. Les pentes de la plage se sont raidies, et la crête s'est érodée pour former une sorte de falaise (90°). Le haut des washovers est sub-horizontal ($2,8^\circ$) mais ils deviennent plus inclinés vers leur extrémité ($26,6^\circ$). Le profil de plage perd une fois de plus 7 cm de longueur.

- **Stade 11 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La dernière étape de diminution du niveau d'eau permet la formation d'un petit banc au "large" de la plage qui s'accroche au profil de plage du stade 9. La pente finale obtenue est plus abrupte (bas de pente : $13,5^\circ$; haut de plage : 20°), et le pied de banc recule de 25 cm vers le côté "mer". Le profil de plage est raccourci et ne mesure plus que 44 cm de long.

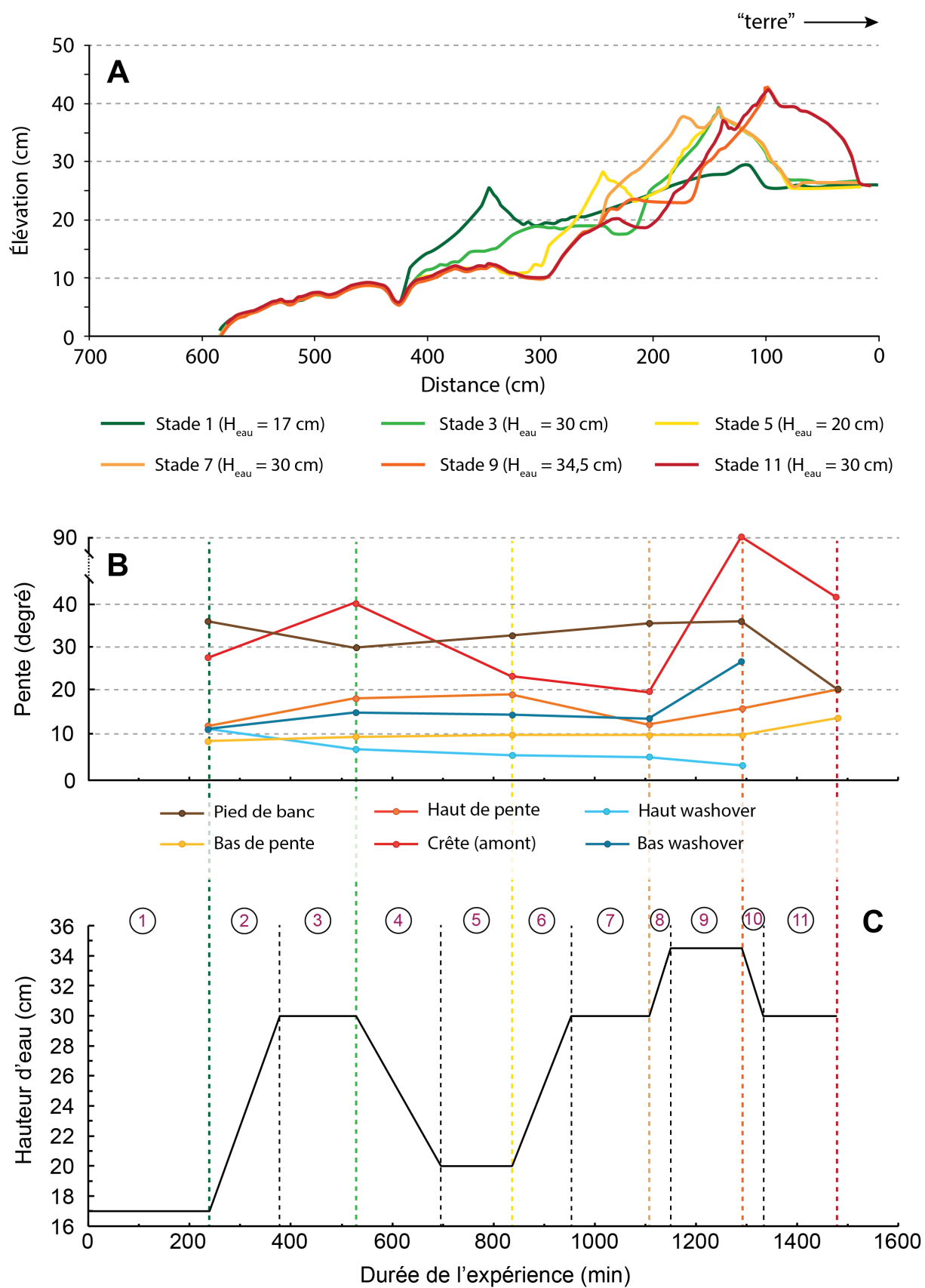


Figure III.23. Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser (A), évolution des pentes des différentes zones de la barrière (Figure III.22)(B) pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (C).

Tableau III.2. *Évolution des pentes des différentes zones le long de chaque banc modélisé au cours des fluctuations du niveau d'eau moyen. Les valeurs sont exprimées en degrés.*

Zones	Stade 1	Stade 3	Stade 5	Stade 7	Stade 9	Stade 11
Pied de banc	36	29,7	32,3	35,3	36	20,5
Bas de pente	8	9	9,6	9,5	9,7	13,5
Haut de pente	11,5	18	19	11,8	15,8	20
Crête (amont)	27,5	39,8	23,2	19,5	90	41,2
Haut washover	11	6,2	5,1	4,6	2,8	-
Bas washover	11	14,7	14,4	13,5	26,6	-

L'évolution de la morphologie de la barrière B₁₀₀ semble mettre en évidence une augmentation de la pente associée au raccourcissement du profil de plage (stades 3, 5, 9 et 11). Excepté pour le stade 7, la plage a tendance à se raccourcir et à devenir de plus en plus raide. Ce phénomène est probablement généré par de fortes infiltrations dans la barrière qui induit un transport global onshore, et donc l'augmentation de la pente de la plage.

b) Évolution des morphologies par photogrammétrie

L'évolution des morphologies par photogrammétrie est représentée sur la figure III.24. En fonction du set de photos, certains nuages de points sont absents (Stade 1, H_{eau} = 17 cm) ou incomplets (Figure III.24 – C). La mise en œuvre de cette méthode n'est qu'un premier essai ; elle a été utilisée pour compléter les mesures réalisées au télémètre. Sur chaque modèle, le pied de banc, le profil de plage, la crête ainsi que les dépôts de washover sont visibles. L'avantage de la photogrammétrie est d'obtenir un modèle 3D de l'évolution de la surface totale du lit sédimentaire au cours des différents stades. L'échelle étant connue, des différentiels de volumes entre chaque nuage de points peuvent être réalisés (Figure III.25). Sur ces différentiels, les zones d'érosion et de dépôt sont mises en évidence. Les volumes érodés doivent correspondre aux volumes accumulés car aucun ajout n'a été effectué au cours de l'expérience et aucun sédiment n'est transporté au-delà de la barrière modélisée. Cependant, des variations sont observées dans certains cas (Tableau III.3).

- **Différentiel S3 – S5 (H_{eau} = 30 cm → H_{eau} = 20 cm) :**

Lors de la première diminution du niveau d'eau, des laisses de particules bioclastiques grossières sont déposées sur le haut de plage (bleu clair) tandis que le bas de plage a été légèrement érodé (rouge clair). La formation de la crête et de deux washovers sont bien représentés en zone de dépôt. L'érosion au niveau du pied de banc

et de la zone plus au large montrent la zone de provenance des particules qui ont participé à la construction du banc. Les volumes sédimentaires érodés et accumulés sont équivalents.

- **Différentiel S5 – S7 ($H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm} \rightarrow H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La précédente barrière formée est complètement érodée au profit de l'accumulation des particules vers la "terre", recouvrant les anciennes laisses. Le volume de sédiments accumulés est plus important que le volume érodé. Ce phénomène peut être expliqué par le tassement des sédiments au cours de la diminution du niveau d'eau à 20 cm et de la mise à l'équilibre du modèle (Figure III.23 – stades 4 et 5). Lorsque le niveau d'eau remonte, le volume érodé est alors plus faible. De plus, les particules bioclastiques accumulées en haut de plage sont grossières, leur arrangement peut générer un volume plus élevé. La différence entre les volumes d'érosion et d'accumulation obtenue par photogrammétrie permet de mettre en évidence des processus non visibles à l'oeil nu.

- **Différentiel S7 – S9 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm} \rightarrow H_{\text{eau}} = 34,5 \text{ cm}$) :**

Ce différentiel est incomplet car le modèle au stade 7 (Figure III.24 – C) ne comprend pas l'extrémité des washovers. Seules les fortes érosions de l'ancienne crête et des anciens washovers sont visibles ainsi que la création de la nouvelle crête. Néanmoins, les washovers déposés au stade 9 ne sont pas observables sur ce différentiel. Le volume de sédiments érodés est beaucoup plus important par rapport au volume accumulé. Cependant, étant donné que le nuage de points au stade 4 est incomplet, avec l'absence des dépôts de washover, il est normal d'obtenir une grande différence.

- **Différentiel S9 – S11 ($H_{\text{eau}} = 34,5 \text{ cm} \rightarrow H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La dernière étape de diminution du niveau d'eau montre une nouvelle fois la formation de laisses bioclastiques grossières en haut de plage et l'accumulation de particules créant une nouvelle crête. Les sédiments proviennent toujours de l'érosion du lit en amont du pied de banc. Les volumes érodés et accumulés sont équivalents ce qui signifie qu'il n'y a pas eu, ou très peu, de tassement (les différences sont de l'ordre de grandeur des erreurs).

Tableau III.3. Évolution des volumes érodés et accumulés entre les différents stades d'évolution de la barrière B₁₀₀.

	Volume érodé (dm ³)	Volume accumulé (dm ³)	Différence (dm ³)
Différentiel S3 – S5	17,60 ± 1,50	17,32 ± 1,89	- 0,28 ± 3,39
Différentiel S5 – S7	12,13 ± 0,93	27,86 ± 2,78	+ 15,73 ± 3,71
Différentiel S7 – S9	52,71 ± 3,24	11,29 ± 0,72	- 41,42 ± 3,96
Différentiel S9 – S11	11,14 ± 2,17	7,81 ± 1,33	- 3,33 ± 3,50

Les zones d'érosion ainsi que de dépôt sont également mises en évidence par les prises de vue photographique réalisées le long des parois du canal (Figure III.26). Cette représentation permet la visualisation de la source du sédiment qui alimente la construction de la barrière. L'érosion se concentre au niveau de la zone de déferlement où le pied de banc se forme, et un peu plus en amont, ce qui est en accord avec les zones mises en évidence par la photogrammétrie (Figure III.25). Lorsque le disponible sédimentaire diminue, en fonction de la hauteur d'eau, la quantité de matériel érodé, ainsi que déposé, est très réduit (Figure III.26 – H).

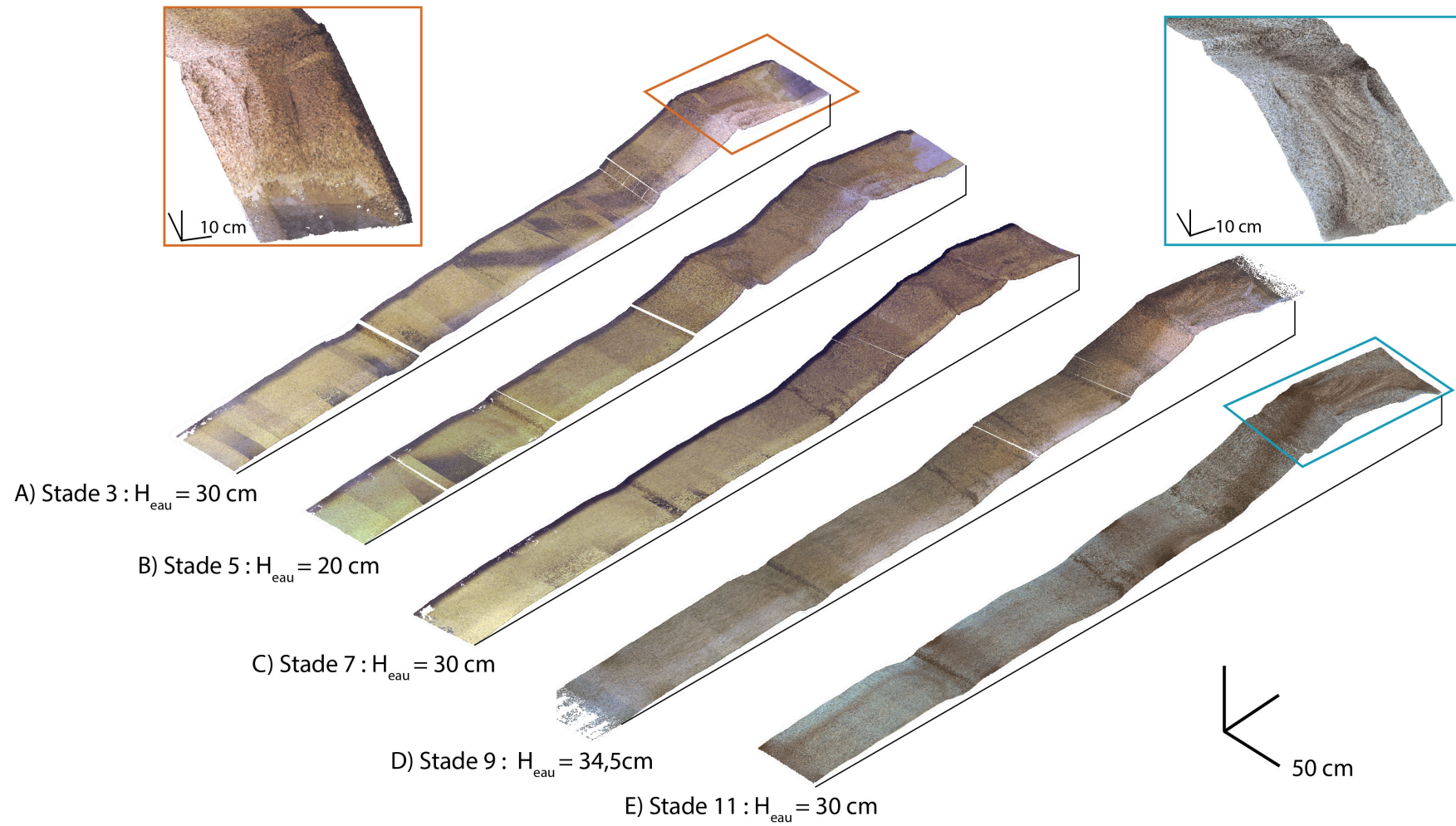


Figure III.24. Suivi photogrammétrique de l'évolution de la morphologie de surface du modèle B_{100} .

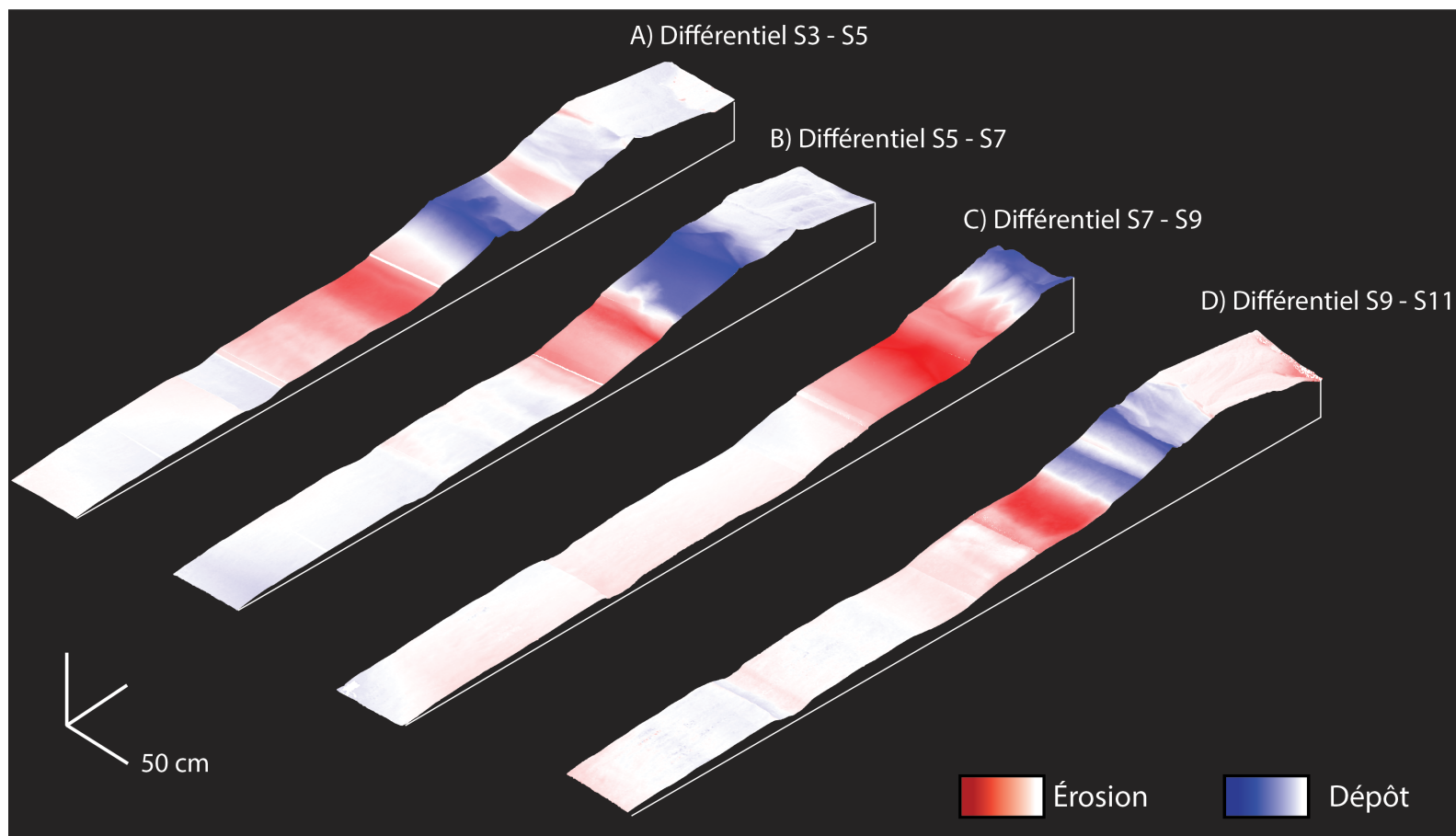


Figure III.25. Différentiel photogrammétrique entre les différents stades de l'évolution de la barrière côtière.

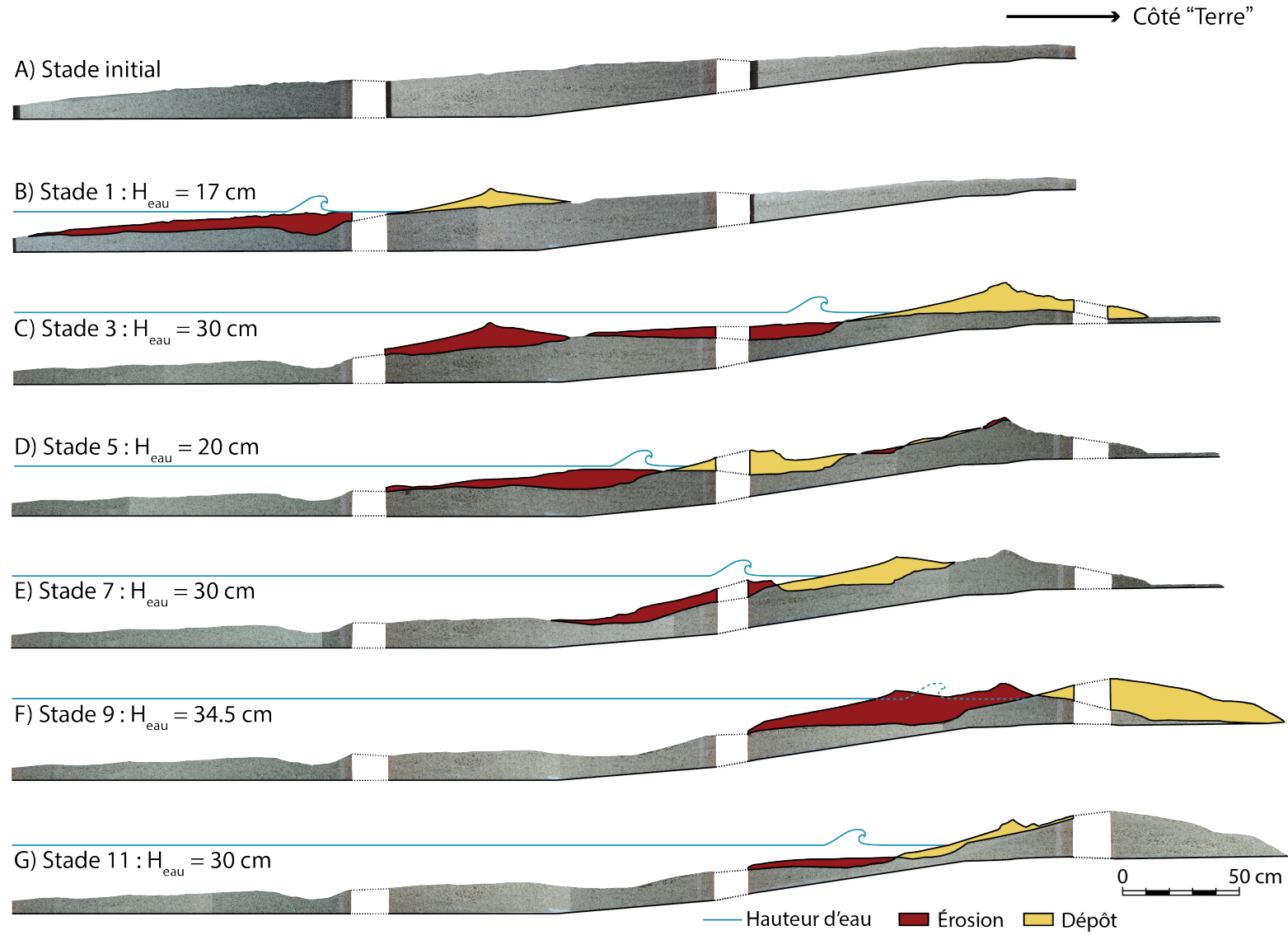


Figure III.26. Évolution des zones de dépôt et d'érosion de la barrière coquillière par suivi photographique le long des parois du canal.

III.5.1.2 Suivi de l'architecture interne

Afin de faciliter la lecture, l'évolution de l'architecture interne au cours de l'expérience est représentée sur la figure III.28, et les résultats sont synthétisés dans le tableau III.4. Pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen, la vue d'ensemble de la barrière ainsi qu'un agrandissement des zones de dépôts (zones jaunes de la figure III.26) sont représentées. La structure interne de la barrière modélisée est soulignée par des traits fins afin de guider l'interprétation de l'architecture interne. Les photographies non interprétées sont disponibles dans le livret d'annexe au format A3.

L'architecture complète de la barrière finale B₁₀₀ peut être analysée de façon globale sur le lacquer-peel (Figure III.29). Seuls les stades de plus hauts niveaux (3, 9 et 11) sont préservés dans l'architecture interne. La barrière développe une épaisseur maximale de 20 cm et s'étend sur une distance d'environ 2 m. La quasi-totalité de la structure interne de la barrière est constituée de washover, sur une distance d'environ 1 m, comportant des litages à fortes pentes et des litages plans à faiblement inclinés (Figure III.29 – stades 3 et 9). L'extrémité des washovers se caractérisent par le dépôt de débris bioclastiques grossiers (Figure III.27). Au regard de la surface projetée plus importante des particules bioclastiques grossières, la faible épaisseur de la nappe d'eau permet à ces éléments d'avancer plus rapidement dans l'écoulement. Lorsque l'eau s'infiltre en partie dans le massif, l'énergie du courant diminue et les particules grossières sont déposées à l'extrémité du lobe, à la base de la pente, par écoulement gravitaire. Les laves bioclastiques grossières déposées au cours du stade 10 sont préservées sur le haut de plage ainsi que les litages sigmoïdaux correspondant au recul du pied de banc en bas de plage (Figure III.29 – stade 10). Lors de la mise à l'équilibre, la plage et la crête se forment.

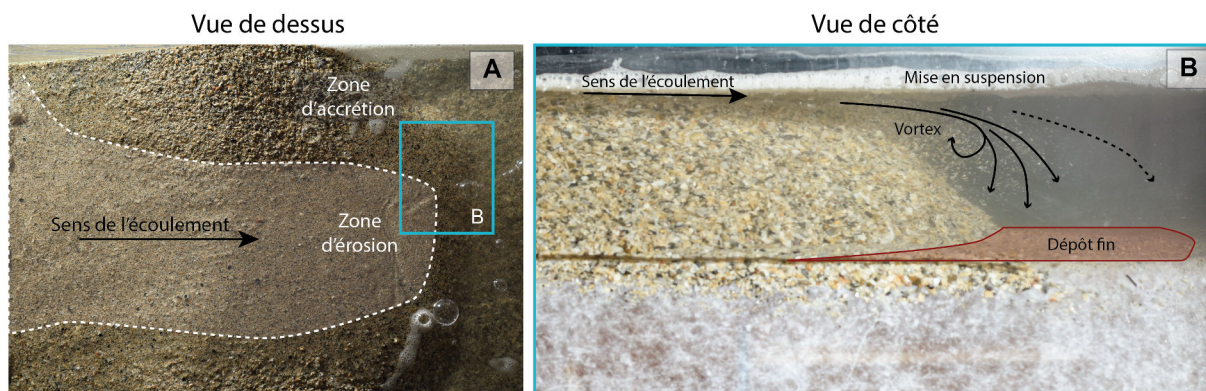


Figure III.27. Mise en évidence de la zone d'érosion centrale de granulométrie plus fine formée par un débordement de washover (A) et de la mise en suspension (et dépôt) des particules fines à l'extrémité du delta (B).

Figure III.28 et tableau III.4 sur la page suivante $\Rightarrow$

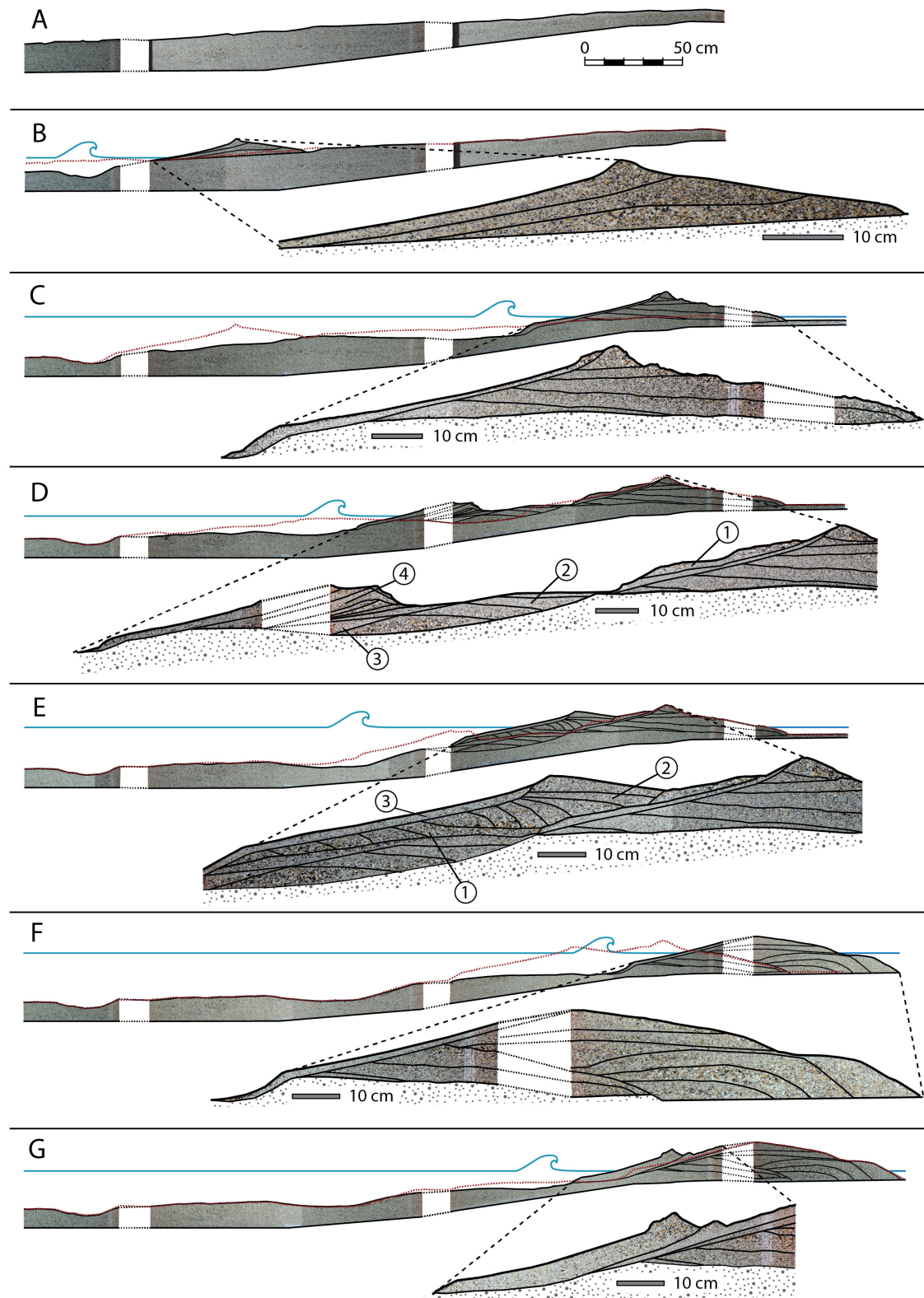


Figure III.28. Évolution de l'architecture interne de la barrière coquillière par suivi photographique le long des parois du canal. Pour chaque stade, un rappel de l'état d'équilibre du stade précédent est tracé (pointillées rouge). Version au format A3 dans le livret en annexe.

Tableau III.4. Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle B_{100} .

Stade	Paramètres expérimentaux	Forme globale	Processus	Structure interne
Initial (A)	—	Lit plan	—	—
1 (B)	Durée _{palier} = 240 min H _{eau} = 17 cm	Barrière initiale H _{max} = 8 cm	- Aggradation - Tri des débris coquilliers : granoclassement croissant vers la crête	- Litages plans, puis faiblement obliques, (conforme à la pente de la plage)
3 (C)	Durée _{montée} = 138 min Durée _{palier} = 240 min H _{eau} = 30 cm	Barrière transgressive H _{max} = 13,4 cm	- Erosion de la barrière du stade 1 et migration onshore - Successions de submersions et dépôts de washovers - Granoclassement croissant vers l'extrémité des lobes de washovers (Figure II.24)	- Litages des washovers plans à légèrement obliques vers leurs extrémités (1 à 4°) - Plage érosive : recoupement des dépôts de washover
5 (D)	Durée _{descente} = 168 min Durée _{palier} = 140 min H _{eau} = 20 cm	Barrière de régression forcée H _{max} = 13,4 cm	- Migration offshore brève : dépôts successifs de laisses - Tri des débris coquilliers sur la face externe (laisses grossières) - Remobilisation du stock sédimentaire du stade 1 et plus au large - Aggradation	- Drapage face externe (1) - Onlaps (2) suivi du comblement du downlap du pied de plage (3) - Litages inclinés côté mer à pendages faibles (4,5°) qui deviennent plus raide (18°, conforme à la pente de la plage) (4)
7 (E)	Durée _{montée} = 117 min Durée _{palier} = 155 min H _{eau} = 30 cm	Barrière progradante H _{max} = 13,4 cm	- Migration onshore - Accolement de la barrière du stade 5 à celle du stade 3 - Peu d'érosion	- Foresets de migration à fort pendage (20 à 50°) vers la barrière (1), litages plans (onlaps (2)), puis drapants (3) - Plage érosive (recoupement des foresets)
9 (F)	Durée _{montée} = 42 min Durée _{palier} = 140 min H _{eau} = 34,5 cm	Barrière transgressive H _{max} = 19 cm	- Erosion et migration onshore - Brèche importante : transport massif des sédiments onshore - Débris grossiers à l'extrémité des lobes (Figure II.24)	- Avulsion de washovers massifs - Pendages forts (40°) qui deviennent sub-horizontaux - Plage érosive (recoupement des dépôts de washovers du stade 3)
11 (G)	Durée _{descente} = 42 min Durée _{palier} = 145 min H _{eau} = 30 cm	Barrière progradante H _{max} = 19 cm	- Remaniement de la face externe - Dépôt de laisse - Granoclassement croissant vers le haut de plage	- Litage incliné vers la mer, conforme à la morphologie de la partie externe

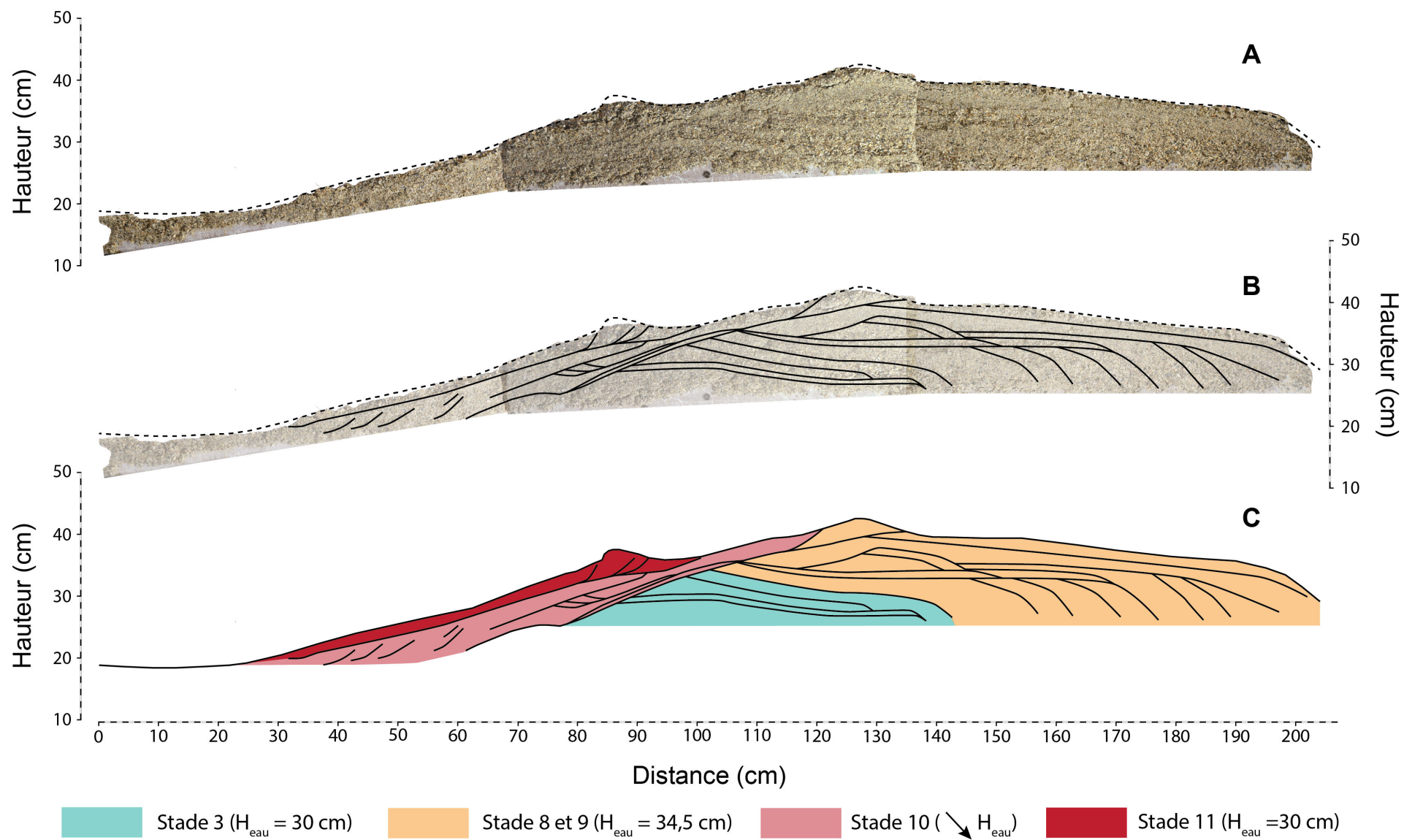


Figure III.29. Architecture sédimentaire du stade final (stade 11) du modèle B_{100} : (A) Epoxy-peel, (B) interprétation. Version au format A3 dans le livret en annexe.

III.5.1.3 Granulométrie de surface de la barrière finale

Les mesures granulométriques des échantillons prélevés en surface à la fin de l'expérimentation (Figure III.30) montre que le sédiment situé devant le pied de banc (E1) est un peu plus fin que le matériel initial (Figure III.2 – A). La fraction grossière a été préférentiellement érodée et transportée par le swash en haut de plage ou dans les écoulements de washover. Les éléments les plus grossiers non remaniés armurent la surface du lit. Le pied de banc (E2) ainsi que le bas de plage (E3) possèdent à peu près la même granulométrie, composés de particules fines en plus grande quantité. En remontant le profil, le haut de plage (E4) ainsi que la crête (E5) sont composés essentiellement de particules grossières, plus de 50 % des grains ont un diamètre supérieur à 2 mm. Enfin, deux échantillons permettent de caractériser les dépôts de washover : un à l'arrière de la crête (E6) qui condense du matériel fin (plus de 60 % des particules ont une granulométrie inférieure à 1 mm), et un à l'extrémité du delta de washover (E7) où les grains sont plus grossiers.

Cette évolution de la taille des particules le long du profil de la barrière B₁₀₀ reflète bien les processus de tri et de transport qui se sont opérés pendant l'expérimentation (Figure III.30)

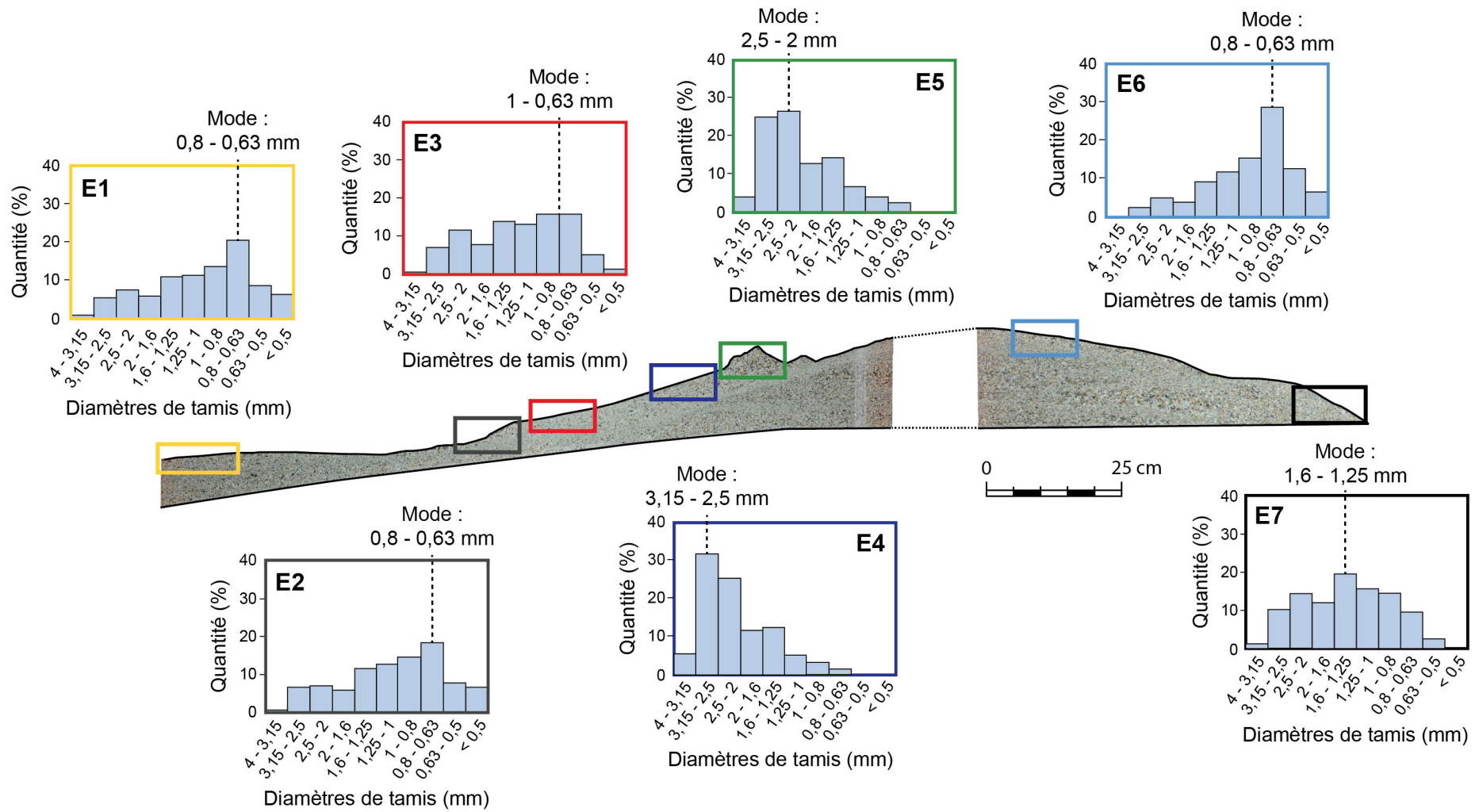


Figure III.30. Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière finale (modèle B_{100}).

III.5.2 Cas du modèle B₅₀ S₅₀

Par rapport au modèle B₁₀₀, les fluctuations du niveau d'eau moyen du modèle B₅₀ S₅₀ présentent quelques différences, bien que l'intention de départ était de reproduire des conditions forçantes identiques (Figure III.31 – C) :

- Un palier d'équilibre à 30 cm (stade 3) plus long, lié à un temps de mise à l'équilibre plus long que le modèle B₁₀₀, en réponse à la submersion.
- L'absence de montée à 34,5 cm (niveau d'eau extrême, figure III.23 stades 8, 9 et 10), en raison d'une transgression plus rapide de la barrière au cours des submersions, qui a quasiment atteint les limites du canal au stade 7 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$).

La durée totale de l'expérience B₅₀ S₅₀ a été de 1325 min (soit environ 22 h). Les vitesses de remplissage et de vidange du canal sont comprises entre 5,5 et 6 cm h⁻¹.

III.5.2.1 Suivi de la morphologie de surface

a) Évolution des morphologies par télémétrie laser

L'évolution de la morphologie de surface par télémétrie est tracée sur la figure III.31 – A. Les pentes des différentes zones du modèle B₅₀ S₅₀ (Figure III.22) sont tracées sur la figure III.31 – B et compilées dans le tableau III.5. Les résultats sont détaillés ci-après :

- **Stade 1 ($H_{\text{eau}} = 17 \text{ cm}$) :**

La présence du profil plan initial, d'une pente de 4°, permet d'observer l'importante érosion à l'endroit où le pied de banc s'est formé au stade 1 (entre 550 et 380 cm) au profit de la construction d'un premier massif (entre 380 et 300 cm) dont le bas de plage possède une pente d'environ 8,5° qui se raidit vers le haut de plage (17°). La rupture de pente correspond au niveau statique de l'eau. Au cours de ce premier stade, le profil de plage mesure 71 cm de longueur.

- **Stade 3 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La barrière migre de 200 cm du côté "terre". L'ancien pied de banc s'est comblé et quelques rides de houle se sont formées à l'avant de la barrière. Le bas de plage est devenu plus pentu (10,2°) tandis que le haut de plage s'est légèrement adouci (14,5°). La plage devient plus courte, en perdant 7 cm de longueur (longueur totale = 64 cm). La pente des dépôts de washover à l'arrière de la crête est beaucoup plus faible, d'environ 4,3°, et atteint une valeur plus forte à leur extrémité (23°).

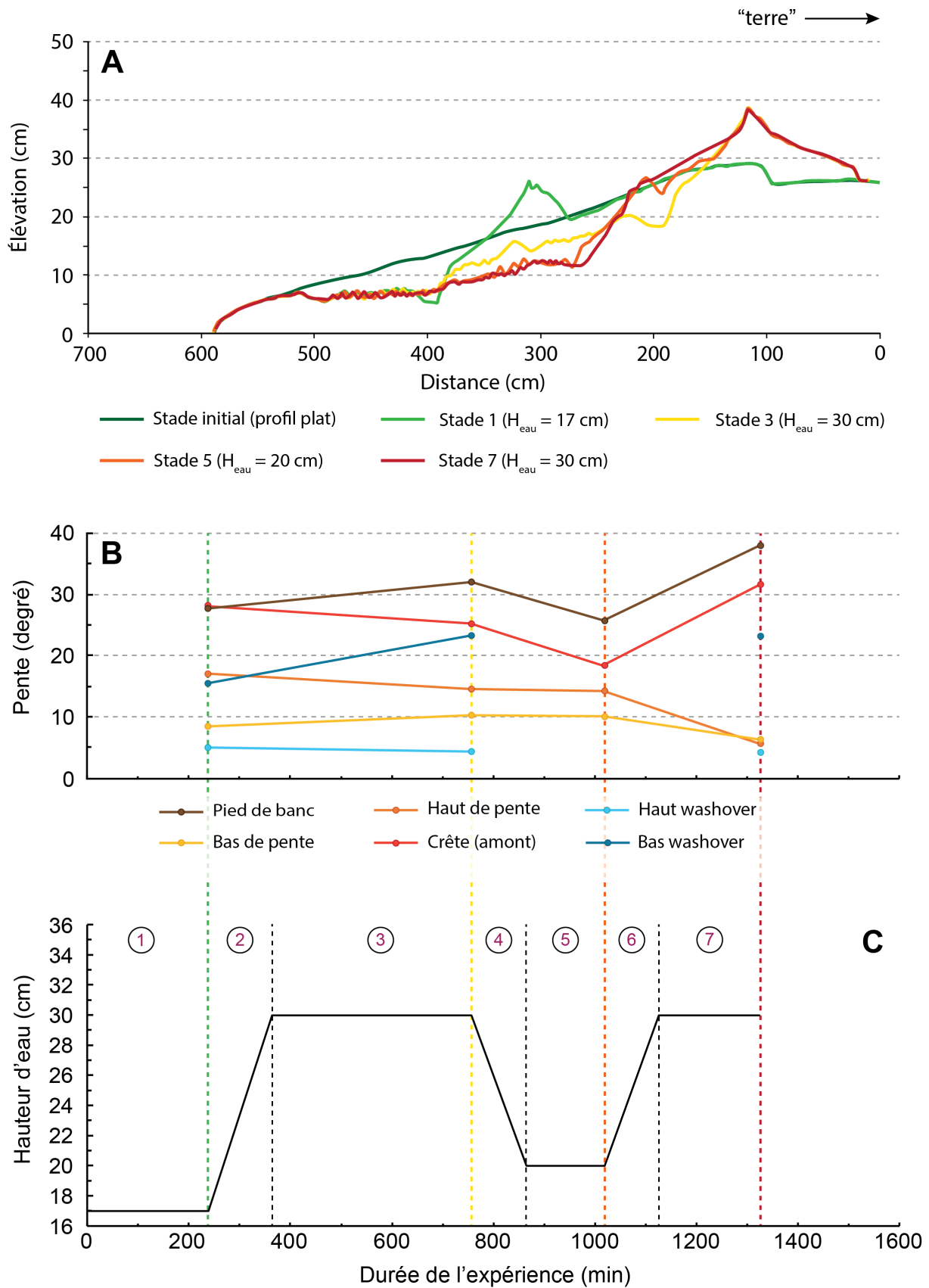


Figure III.31. Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser (A), évolution des pentes des différentes zones de la barrière (Figure III.22)(B) pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (C).

Tableau III.5. Évolution des pentes des différentes zones de la barrière (Figure III.22) au cours des fluctuations du niveau d'eau moyen. Les valeurs sont exprimées en degrés.

Zones	Stade 1	Stade 3	Stade 5	Stade 7
Pied de banc	27,7	32	25,7	37,9
Bas de pente	8,5	10,2	10	6,2
Haut de pente	17	14,5	14,2	5,7
Crête (amont)	28	25,2	18,4	31,6
Haut washover	4,9	4,3	-	4,3
Bas washover	15,6	23,2	-	23,2

• **Stade 5 ($H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm}$) :**

Une nouvelle érosion du lit à l'avant de la barrière permet la formation d'un nouveau banc sur le bas plage. Le dépôt de laisses est visible entre 170 et 215 cm sur le profil, à l'avant de la crête formée au stade 3. La hauteur des rides devient plus élevée et les pentes du profil de plage sont globalement les mêmes qu'au stade 3 (pente du haut de plage légèrement plus élevée). Le profil de plage perd encore en longueur et ne mesure plus que 58 cm de long.

• **Stade 7 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La dernière augmentation de la hauteur d'eau provoque l'accolement de la nouvelle barrière sur celle formée au stade 3. Étant donné l'absence de débordement, la plage s'accommode de ce nouveau stock sédimentaire en s'allongeant d'environ 40 cm (97 cm au total) et en diminuant sa pente jusqu'à 6°.

La tendance à l'augmentation de la longueur de la plage du stade 7 est associée à la diminution de sa pente. Ce phénomène peut traduire une tendance à un transport offshore lié à une diminution des infiltrations de l'écoulement dans la zone de swash, qui provoque *in fine* l'adoucissement de la pente de la plage.

b) Évolution des morphologies par photogrammétrie

L'acquisition du modèle photogrammétrique a pu être réalisée seulement pour le stade 3 (Figure III.32). La modélisation a échoué pour les nuages de points correspondant aux stades 1, 5 et 7, donc aucun différentiel de volume n'a été effectué pour cette expérimentation. Il est cependant intéressant de noter que le modèle photogrammétrique du stade 3 capture bien les rides de houle formées à l'avant de la barrière, où la profondeur d'eau est la plus importante, et s'atténue en s'approchant de la barrière. Ces rides possèdent une longueur d'onde d'environ 6,5 cm et une amplitude d'1 cm.

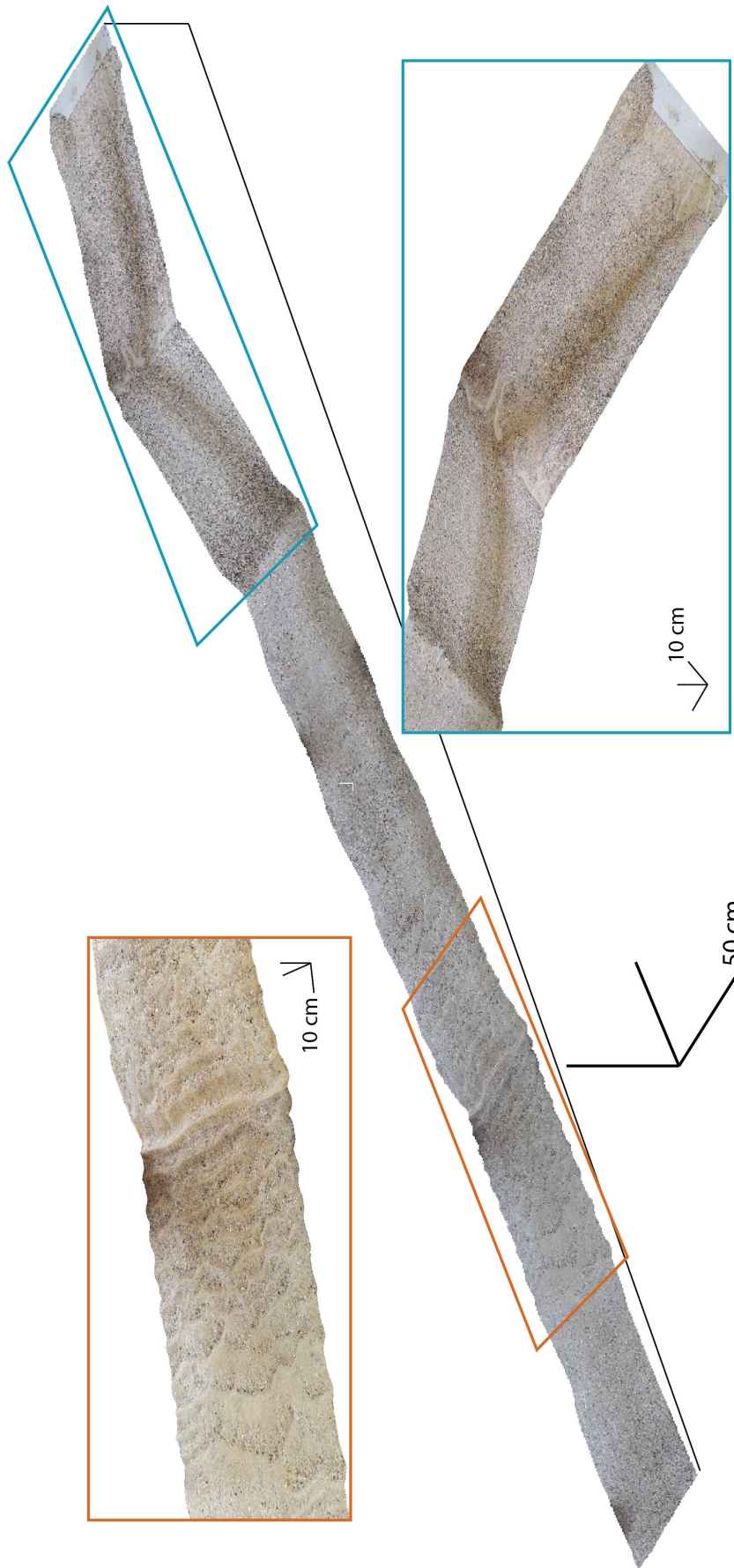


Figure III.32. Modèle photogrammétrique du stade 3 ($H_{eau} = 30 \text{ cm}$).

Les mécanismes et les zones d'érosion et de dépôt du modèle B₅₀ S₅₀ (Figure III.33) sont relativement similaires à ceux du modèle B₁₀₀. La formation et la migration des rides de houle vers la terre est également bien observable, montrant le rôle de l'avant-plage dans l'alimentation sédimentaire de la barrière, et ce à toutes les hauteurs d'eau modélisées. Il est important de noter que les hauteurs d'eau modélisées sont des hauteurs par rapport au fond fixe du canal. Ainsi, entre deux stades de même hauteur d'eau (par exemple : stades 3 et 7 à 30 cm), les profondeurs d'eau réelles au-dessus des différentes zones morphologiques ont évoluées, et les disponibles sédimentaires ne sont pas les mêmes.

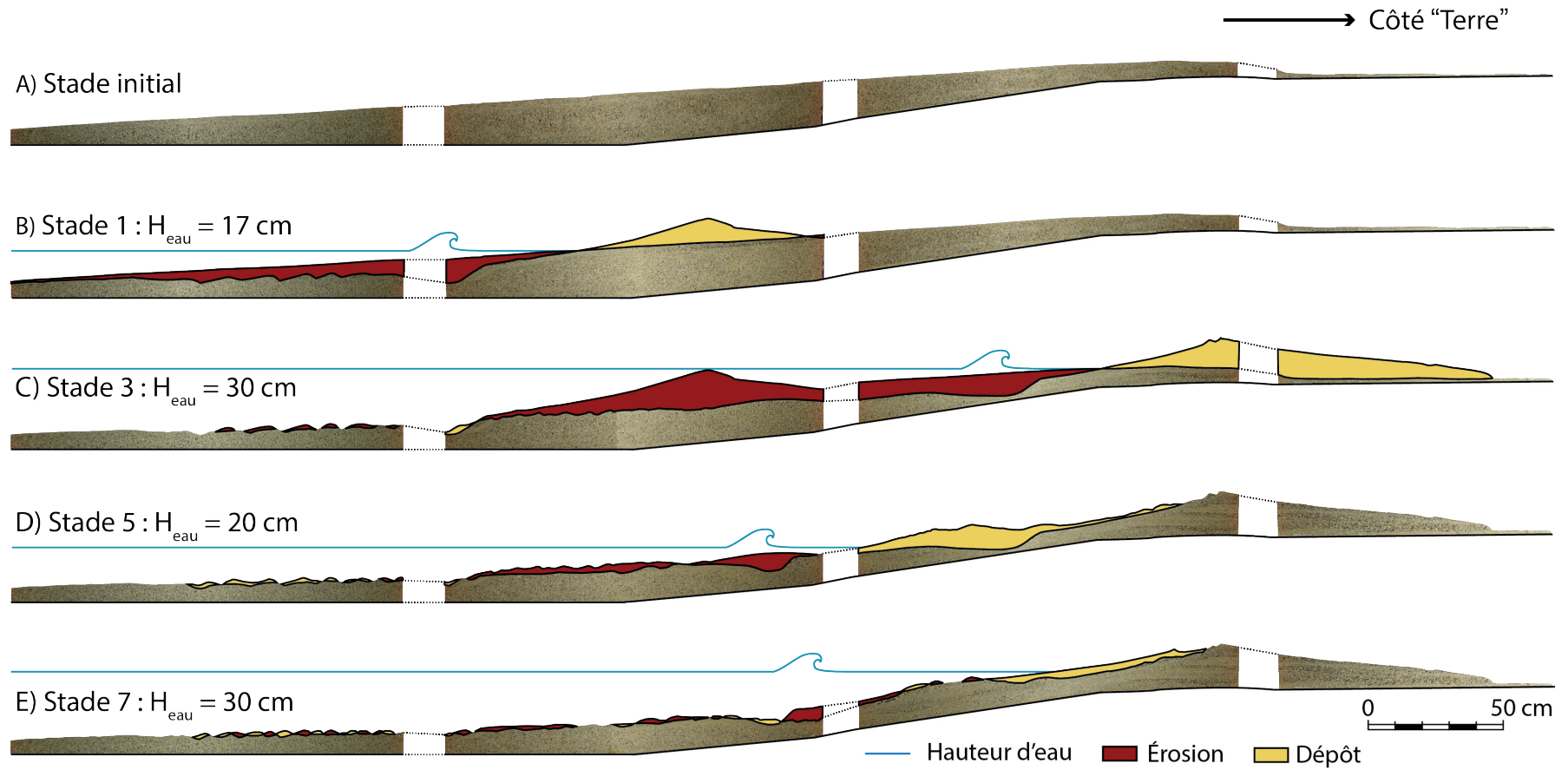


Figure III.33. Évolution des zones de dépôt et d'érosion le long du modèle $B_{50} S_{50}$ par suivi photographique le long des parois du canal.

III.5.2.2 Suivi de l'architecture interne

De la même manière que pour le modèle B₁₀₀, l'évolution de l'architecture interne de la barrière B₅₀ S₅₀ est représentée sur la figure III.34, et les résultats sont synthétisés dans le tableau III.6. Pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen, la vue d'ensemble de la barrière ainsi qu'un agrandissement des zones de dépôts (zones jaunes de la figure III.33) sont représentées. La structure interne de la barrière modélisée est soulignée par des traits fins afin de guider l'interprétation de l'architecture interne. Les photographies non interprétées sont disponible dans le livret d'annexe au format A3.

L'architecture complète de la barrière finale B₅₀ S₅₀ peut également être observée de façon globale sur le lacquer-peel (Figure III.29). Excepté le stade 1, tous les stades sont préservés dans l'architecture interne. La barrière développe une épaisseur maximale de 15 cm et s'étend sur une distance d'environ 2,3 m. La quasi totalité de la structure interne de la barrière est constituée de washover, sur une distance d'environ 1,25 m, comportant des litages à fortes pentes (deltas) et des litages plans à faiblement inclinés (nappes)(Figure III.29 – stades 2 et 3). La face d'avalanche des washovers se caractérise par le dépôt de débris bioclastiques grossiers tandis que les surfaces planes à faiblement obliques sont composées essentiellement par des grains silicoclastiques (granoclassement croissant vers l'extrémité des lobes de washover). La surface projetée des particules bioclastiques est plus importante que les grains sub-sphériques de sable silicoclastique, la faible épaisseur de la nappe d'eau permet donc à ces éléments d'avancer plus rapidement dans l'écoulement. De plus, comme dans le cas du modèle B₁₀₀, plus les débris coquilliers sont grossiers, plus leur surface projetée est importante et plus ils sont transportés rapidement vers l'extrémité du lobe de washover, à la base de la pente, par écoulement gravitaire. La succession d'augmentation et de diminution de la taille de grain le long d'un profil vertical de la face interne de la barrière correspond à la dynamique d'ouverture et de fermeture de brèches au niveau de la crête. Un dépôt de sable silicoclastique est associé à une surface d'érosion due à une forte vitesse de l'écoulement. Les dépôts de débris bioclastiques correspondent à des surface d'accumulation dues à des vitesses plus faibles. Les dépôts mixtes (mélange silico-bioclastique) correspondent à des vitesses intermédiaires. Les litages dont les terminaisons sont en downlap, correspondant au recul du pied de banc en bas de plage, ainsi que les foresets de migration formés lors du stade 5 sont préservés (Figure III.23 – C, stade 4). Ces structures forment par endroit une stratification en arêtes de poisson. Lors du dernier stade, un dernier litage drapant forme le profil de plage final.

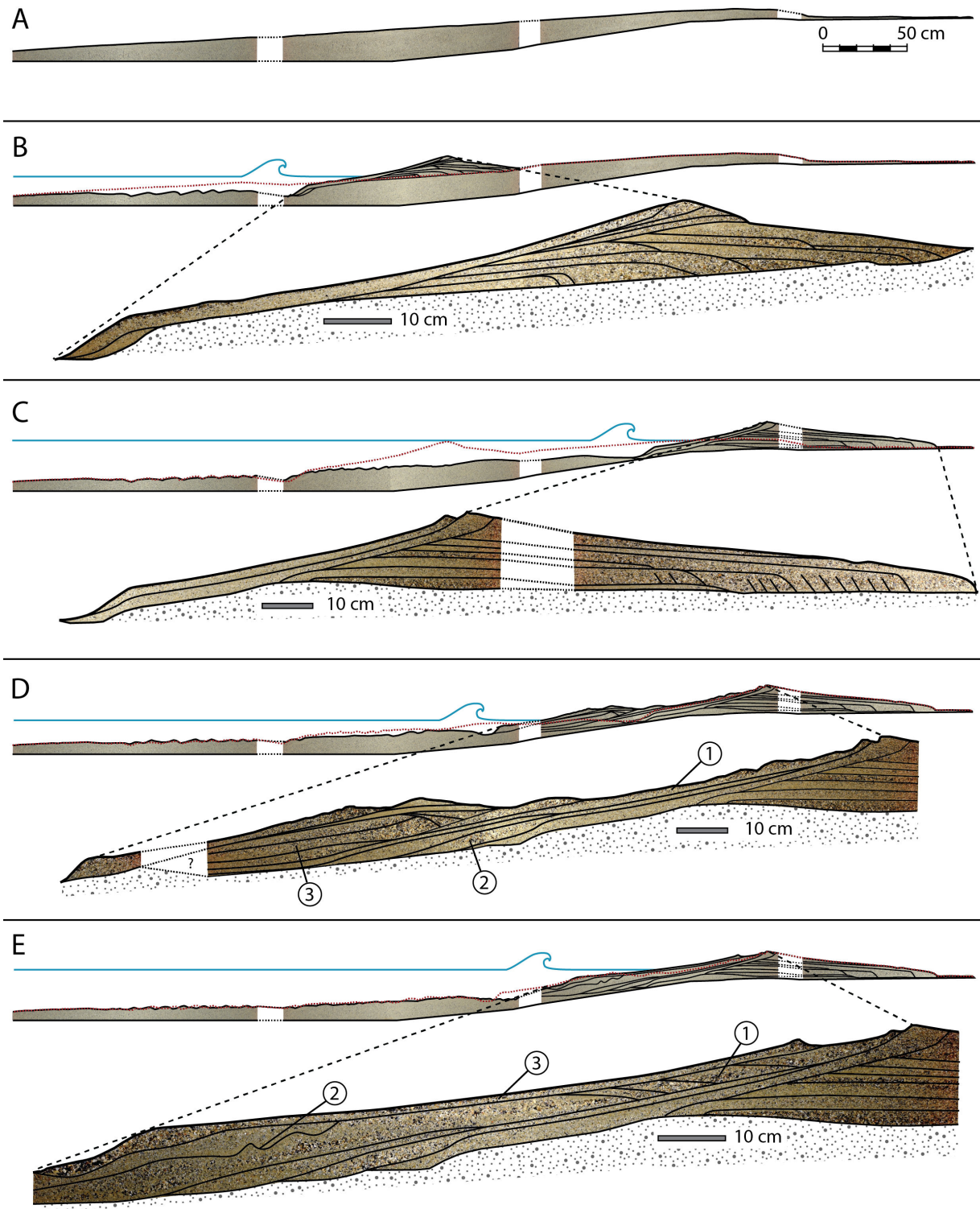


Figure III.34. Évolution de l'architecture interne de la barrière B₅₀ S₅₀ par suivi photographique le long des parois du canal. Pour chaque stade, un rappel de l'état d'équilibre du stade précédent est tracé (pointillées rouges). Version au format A3 dans le livret en annexe.

Tableau III.6. Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle $B_{50} S_{50}$.

Stade	Paramètres expérimentaux	Forme globale	Processus	Structure interne
Initial (A)	—	Lit plan	—	—
1 (B)	Durée _{palier} = 240 min H _{eau} = 17 cm	Barrière initiale H _{max} = 10,6 cm	- Création d'une première crête (granoclassement croissant vers le sommet) - Dépassement de la crête, dépôt de washovers (granoclassement croissant vers l'extrémité des lobes) - Ségrégation des particules silico-bioclastiques - Rides de houle au large	- Litages obliques vers la mer (extrémités en onlaps) à faibles pendages dans la partie basale (5°) puis progressivement plus fort vers le sommet (16,5°) (conforme à la pente de la plage) - Litage des washovers sub-horizontaux (1 à 3°) - Plage érosive (recoupement des premiers dépôts)
3 (C)	Durée _{montée} = 125 min Durée _{palier} = 392 min H _{eau} = 30 cm	Barrière transgressive H _{max} = 14,4 cm	- Erosion de la barrière du stade 1 et migration onshore - Successions de submersions et dépôts de washovers - Granoclassement croissant vers l'extrémité des lobes de washovers - Forte ségrégation entre les deux lithologies	- Deltas surmontés de nappes de washovers - Pendages forts (50°) qui deviennent sub-horizontaux - Plage érosive (recoupement des washovers)
5 (D)	Durée _{descente} = 109 min Durée _{palier} = 153 min H _{eau} = 20 cm	Barrière de régression forcée H _{max} = 14,4 cm	- Migration offshore brève : dépôts successifs de lasses bioclastiques grossières - Remobilisation du stock sédimentaire plus au large - Aggradation	- Drapage face externe (1) - Comblement des downlaps du pied de plage (2) - Litages inclinés côté mer, pendage conforme à la morphologie de la face externe (3)
7 (E)	Durée _{montée} = 109 min Durée _{palier} = 198 min H _{eau} = 30 cm	Barrière progradante H _{max} = 14,4 cm	- Migration onshore - Accolement de la barrière du stade 5 à celle du stade 3 - Remobilisation des lasses - Infiltration des particules fines vers la base du profil de plage (tassement)	- Foresets de migration (1) à faible pendage (2°) - Litage sigmoïdal en bas de plage (2) - Drapage (3)

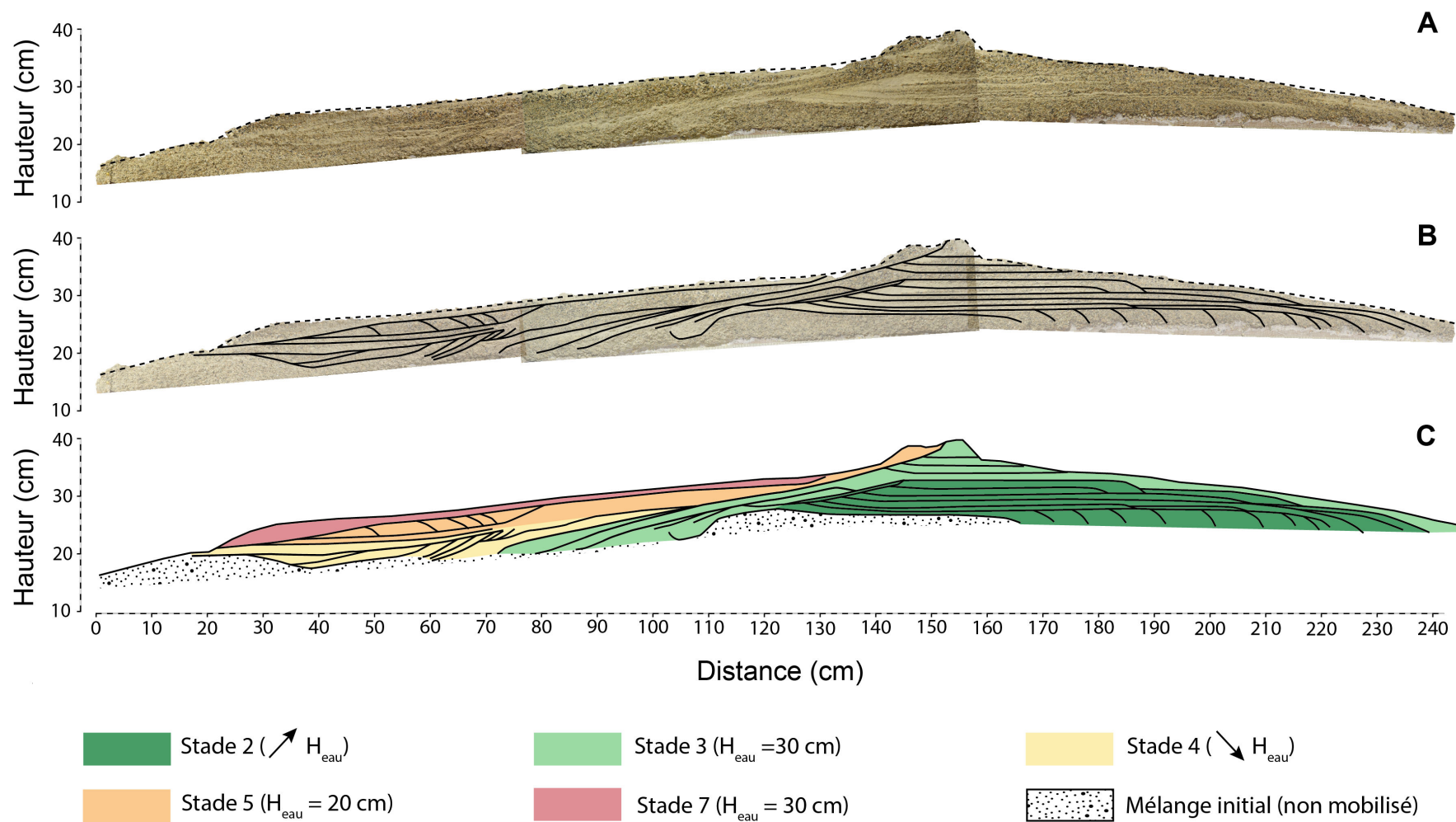


Figure III.35. Architecture sédimentaire du stade final (stade 7) du modèle $B_{50} S_{50}$: (A) Epoxy-peel, (B) interprétation. Version au format A3 dans le livret en annexe.

III.5.2.3 Granulométrie de surface de la barrière finale

Huit échantillons ont été prélevés en surface entre le bas de plage et les lobes de washovers du modèle B₅₀ S₅₀ (stade final : 7) pour les analyses granulométriques (Figure III.36). A l'avant du pied de la plage (E1), le sédiment est enrichi en particules fines par rapport au mélange initial (Figure III.2 – B₅₀ S₅₀). Les particules coquillières étant transportées plus rapidement dans le swash, le sédiment s'en retrouve appauvri. Au pied du banc (E2) ainsi qu'en bas de plage (E3), le sédiment est très grossier car plus de 75 % (75 à 85 %) des particules ont un diamètre de tamis supérieur à 0,63 mm. Lorsque la barrière est à l'équilibre, les éléments les plus grossiers (bioclastes) sont systématiquement transportés par le jet de rive puis sont repris par le ressac et se retrouvent dans la partie basse de la plage. Ainsi le milieu de la plage (E4) est plus fin, perdant 25 % d'éléments supérieurs à 0,63 mm par rapport au bas de plage (E3). Le haut de plage (E5) est une zone de dépôt de bioclastes grossiers, la granulométrie devient aussi grossière que le bas de plage (80 % de particules supérieures à 0,63 mm). La crête formée au stade 3 possède une granulométrie plus étalée (E6), elle est relativement grossière (65 % de grains supérieurs à 0,63 mm) mais une partie d'éléments plus fins sont également présents. Cette crête correspond à la cicatrisation d'une brèche et une partie de sable y est associé. Enfin, les washovers (E7 et E8) sont les plus grossiers, avec 90 % de particules bioclastiques supérieures à 0,63 mm, et pratiquement aucun grain en-dessous de 0,315 mm, donc pas de particules silicoclastiques.

Une fois de plus, l'évolution de la taille des particules le long du profil de la barrière B₅₀ S₅₀ reflète bien les processus de tri et de transport qui se sont opérés pendant l'expérimentation. Comme dans le cas du modèle B₁₀₀, un transport privilégié des particules bioclastiques grossières à l'extrémité des écoulements (washover et laisses) s'opère. A l'équilibre, les nouvelles particules grossières qui sont transportées par le swash n'arrivent plus à s'accumuler sur le haut de plage et sont repris par le ressac. Il est alors possible d'obtenir un bas de plage très grossier.

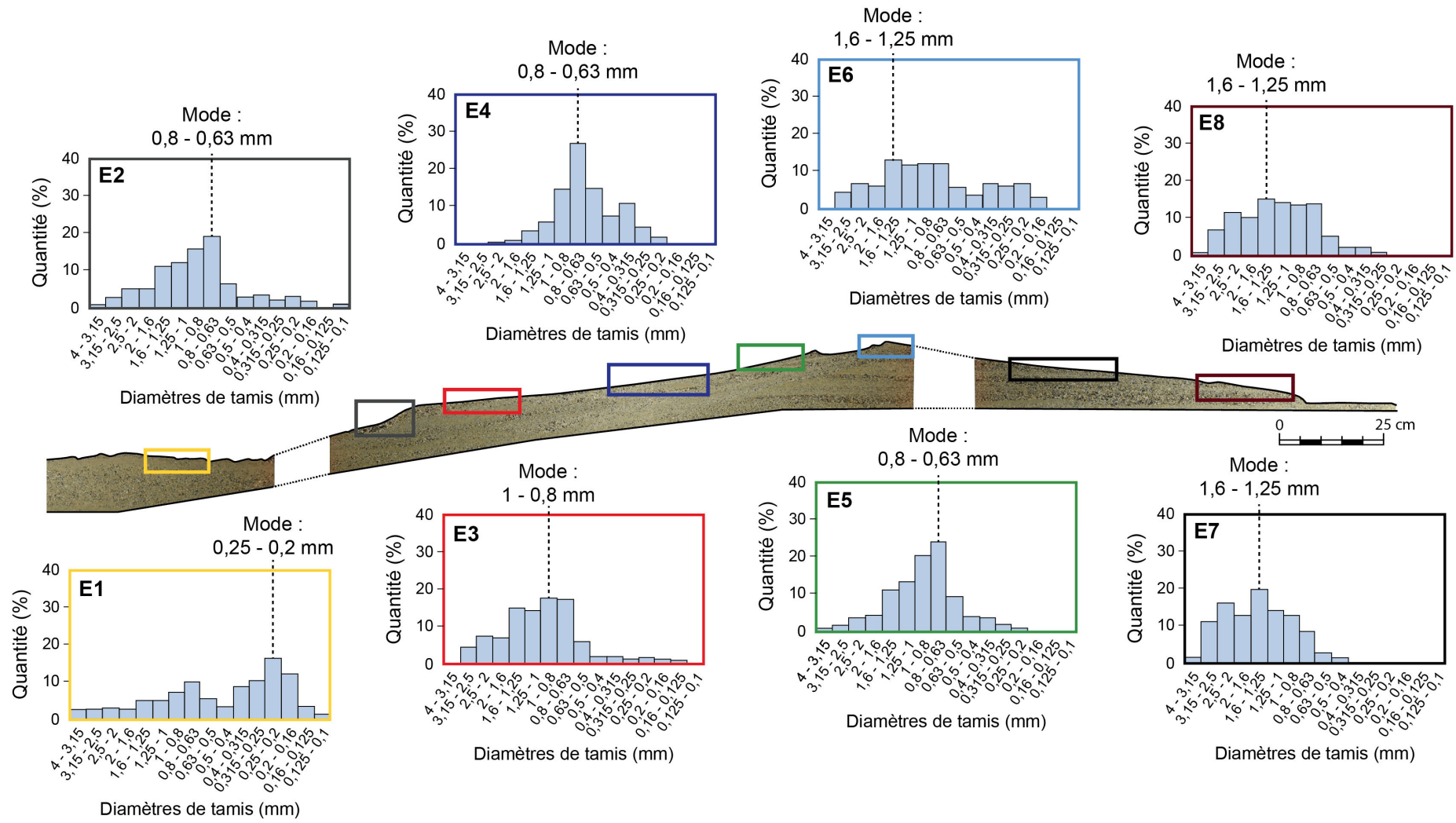


Figure III.36. Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière finale.

III.5.3 Cas du modèle B₂₅ S₇₅

Cette dernière expérience s'est intéressée à la construction d'une barrière côtière dont la composition sédimentaire est majoritairement sableuse (modèle B₂₅ S₇₅). Globalement, les fluctuations du niveau d'eau moyen sont identiques à celles générées pour le modèle B₅₀ S₅₀ (Figure III.37 – C). Cette expérience a fonctionné pendant 1060 min soit 17 h40. Excepté pour le premier stade de mise à l'équilibre, chaque palier a une durée d'environ 150 min (2 h30). Le palier de stabilisation du stade 3 n'a pas pu être finalisé. En effet, le sédiment a été transporté trop loin vers l'extrémité du canal, cette étape a donc dû être stoppée avant la mise à l'équilibre afin de pouvoir continuer l'expérience. Pour éviter que le sédiment soit transporté trop loin, une vitesse de vidange plus importante a été appliquée au début du stade 4. Les vitesses de remplissage et de vidange du canal, tous stades confondus, sont comprises entre 5,5 à 6,4 cm h⁻¹.

III.5.3.1 Suivi de la morphologie de surface

a) Évolution des morphologies par télémétrie laser

Les profils obtenus avec le télémètre laser au niveau du centre du canal (Figure III.6 – P3) sont représentés sur la figure III.37 – A. Les pentes des différentes zones du modèle B₂₅ S₇₅ (Figure III.22) sont tracées sur la figure III.37 – B et compilées dans le tableau III.7 Les résultats sont détaillés ci-après :

- **Stade 1 (H_{eau} = 17 cm) :**

La barrière initiale possède une pente convexe d'une longueur de 78 cm avec un de bas de plage pratiquement plat (pente $\sim 4^\circ$) qui se raidit vers le haut du profil ($10,2^\circ$).

- **Stade 3 (H_{eau} = 30 cm) :**

La barrière va migrer de plus de 150 cm du côté "terre" en réponse à une élévation du niveau d'eau de 13 cm, provoquant le franchissement de la crête par le swash. La pente de la plage devient plus forte (bas de pente : $10,5^\circ$; haut de plage : $14,3^\circ$), cependant la longueur du profil est plus faible, avec une plage qui ne mesure plus que 60 cm de long. L'arrêt précoce de ce stade, pour éviter que le sédiment soit transporté trop loin à cause des franchissements, implique que la barrière n'a pas atteint l'équilibre.

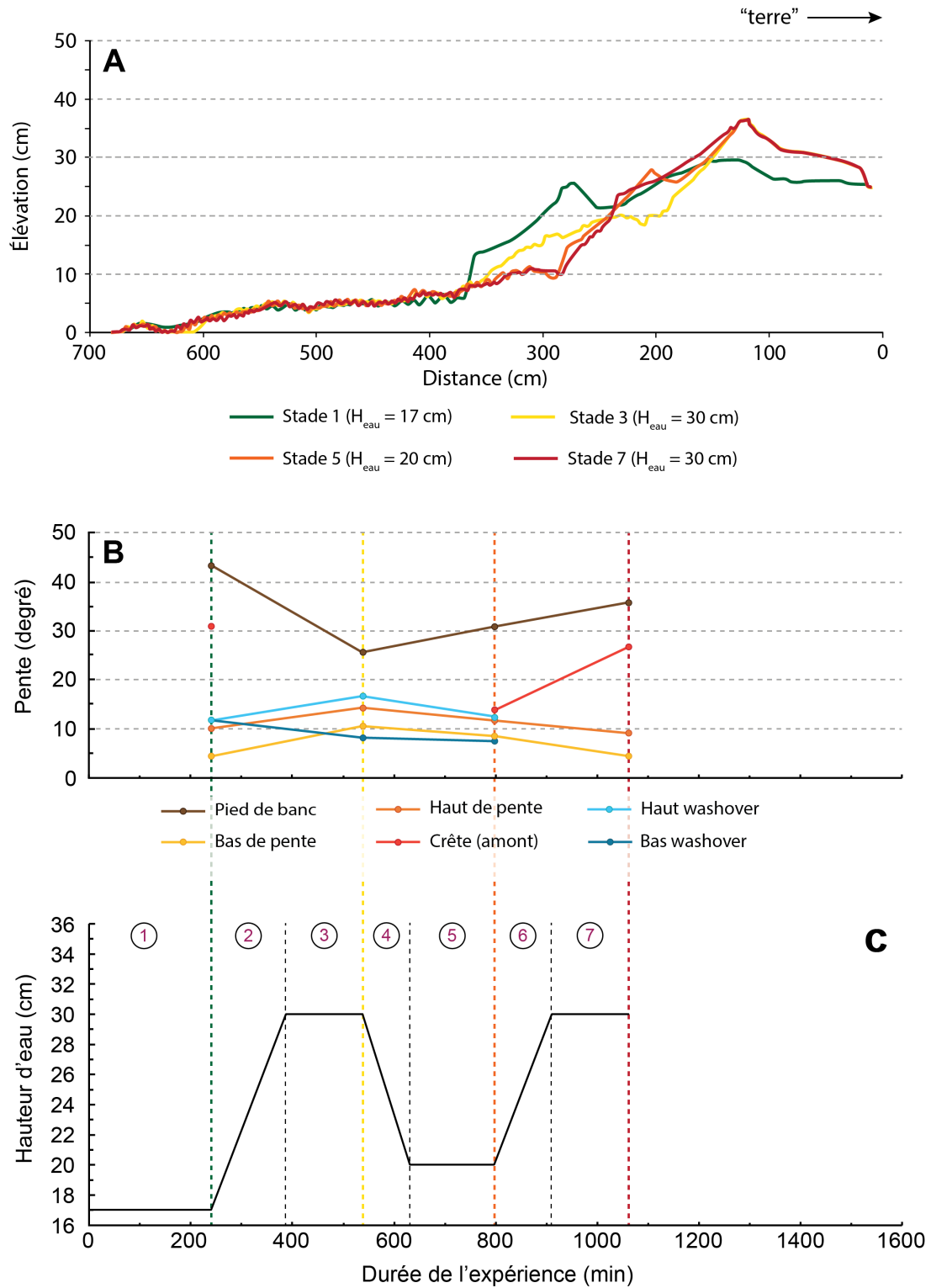


Figure III.37. Évolution du niveau d'eau moyen au cours du temps dans le cas du mélange $B_{25} S_{75}$. Les différentes étapes de montée, stabilisation et diminution de la hauteur sont délimitées et numérotées.

Tableau III.7. Évolution de la morphologie centrale de la barrière au télémètre laser (A), évolution des pentes des différentes zones de la barrière (Figure III.22)(B) pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen (C).

Zones	Stade 1	Stade 3	Stade 5	Stade 7
Pied de banc	43,2	25,5	30,7	35,8
Bas de pente	4,3	10,5	8,6	4,4
Haut de pente	10,2	14,3	11,7	9,0
Crête (amont)	31,0	-	13,6	26,6
Haut washover	11,7	16,7	12,5	-
Bas washover	11,7	8,1	7,5	-

• **Stade 5 ($H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm}$) :**

Une nouvelle barrière se forme à environ 80 cm à l'avant de celle formée au stade 3. La pente devient alors plus faible, elle perd entre 1,9 et 2,6° (bas et haut de pente respectivement), mais le profil de plage gagne presque 15 cm de longueur (longueur totale = 75 cm).

• **Stade 7 ($H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$) :**

La barrière du stade 5 s'accolle à celle formée au stade 3. La crête du stade 3 s'érode sous l'action du jet de rive mais aucun dépassement ne se produit. L'ensemble du sédiment s'accumule au niveau de la plage et provoque l'augmentation de la longueur du profil qui atteint pratiquement 100 cm de long, mais également une forte diminution de sa pente. Le bas du profil possède une valeur de pente de 4,4° et atteint le double en haut de plage.

Des rides se forment à partir du stade 1 puis évoluent au cours du temps et se rapprochent progressivement de la barrière.

La même tendance observée pour le stade 7 du modèle B₅₀ S₅₀ se retrouve dans cette modélisation : plus la plage est longue et plus la pente s'adoucit. Au cours de l'expérience, la plage devient de plus en plus longue. Les infiltrations semblent diminuer au niveau de la zone de swash, ce qui implique un transport dans la direction du large qui provoque l'allongement de la plage et la diminution de sa pente.

b) Évolution des morphologies par photogrammétrie

La morphologie de surface a pu être suivie par photogrammétrie pour l'ensemble des stades. La figure III.38 représente l'évolution de la morphologie pour les stades 1, 3, 5 et 7. La formation et l'évolution des rides de houle sont visibles sur les quatre modèles. Ces

dernières deviennent plus nombreuses à partir du stade 3. Les rides remontent jusqu'à la base du pied de banc de la barrière finale.

Les différentiels de volume sont calculés entre les stades "paliers". Les volumes érodés et accumulés sont compilés dans le tableau III.8. Les zones d'érosion et de dépôt mises en évidence par les différentiels sont les mêmes que pour le modèle B₁₀₀. Entre le stade 1 et 3, un déficit de volume s'est créé : les volumes de sédiments érodés sont supérieurs à ceux accumulés. Ici encore, les photos n'ont pas été prises jusqu'à l'extrémité du canal, le volume accumulé au niveau des dépôts de washover au stade 3 ne sont pas pris en compte en totalité. Cependant, un autre effet explique ce déficit. En effet, le lit sédimentaire initialement créé, non saturé en eau, s'est tassé lors de l'augmentation du niveau d'eau ce qui a provoqué une perte de volume. Une fois la barrière formée à l'extrémité du canal, l'ensemble du lit sédimentaire a été remanié au moins une fois. Aucun tassement n'est observé par la suite, les différentiels de volume ne sont pas significatifs (ils sont dans l'ordre de grandeur de l'erreur de mesure). Entre chaque stade, il est possible d'observer l'avancée des rides de houle.

Les mécanismes et les zones d'érosion et de dépôt de la barrière B₂₅ S₇₅ (Figure III.33) sont relativement similaires à ceux des modèles B₁₀₀ et B₅₀ S₅₀. Les zones d'érosion se concentrent à l'avant des zones de dépôt et les stocks de sédiments mobilisés diminuent au cours de l'expérience. En effet, les premiers volumes mis en mouvement sont relativement importants en comparaison du dernier stade de montée du niveau d'eau. Le stock ayant été mobilisé une première fois à 30 cm, peu de sédiments sont dans la capacité d'être déplacés une nouvelle fois. De plus, les profondeurs d'eau réelles au-dessus des différentes zones morphologiques ont évolué entre le stade 3 et 7, et les disponibles sédimentaires ne sont pas les mêmes. L'avancée des rides peut également être observée avec une alternance de zones d'érosion et d'accumulation. Enfin, le phénomène d'érosion plus intense observé au stade 1 en photogrammétrie est également visible. La surface érodée semble bien plus importante que celle accumulée (Figure III.40 – C). Le tassement du lit sédimentaire sous-jacent, initialement non saturé en eau, en est la cause.

Tableau III.8. *Évolution des volumes érodés et accumulés entre les différentes étapes modélisées.*

	Volume érodé (dm ³)	Volume accumulé (dm ³)	Différence (dm ³)
Différentiel S1 - S3	45,87 ± 4,45	23,88 ± 1,88	- 21,98 ± 6,33
Différentiel S3 - S5	20,89 ± 3,92	16,98 ± 1,86	- 3,91 ± 5,71
Différentiel S5 - S7	6,42 ± 1,40	12,89 ± 5,94	+ 6,47 ± 5,70

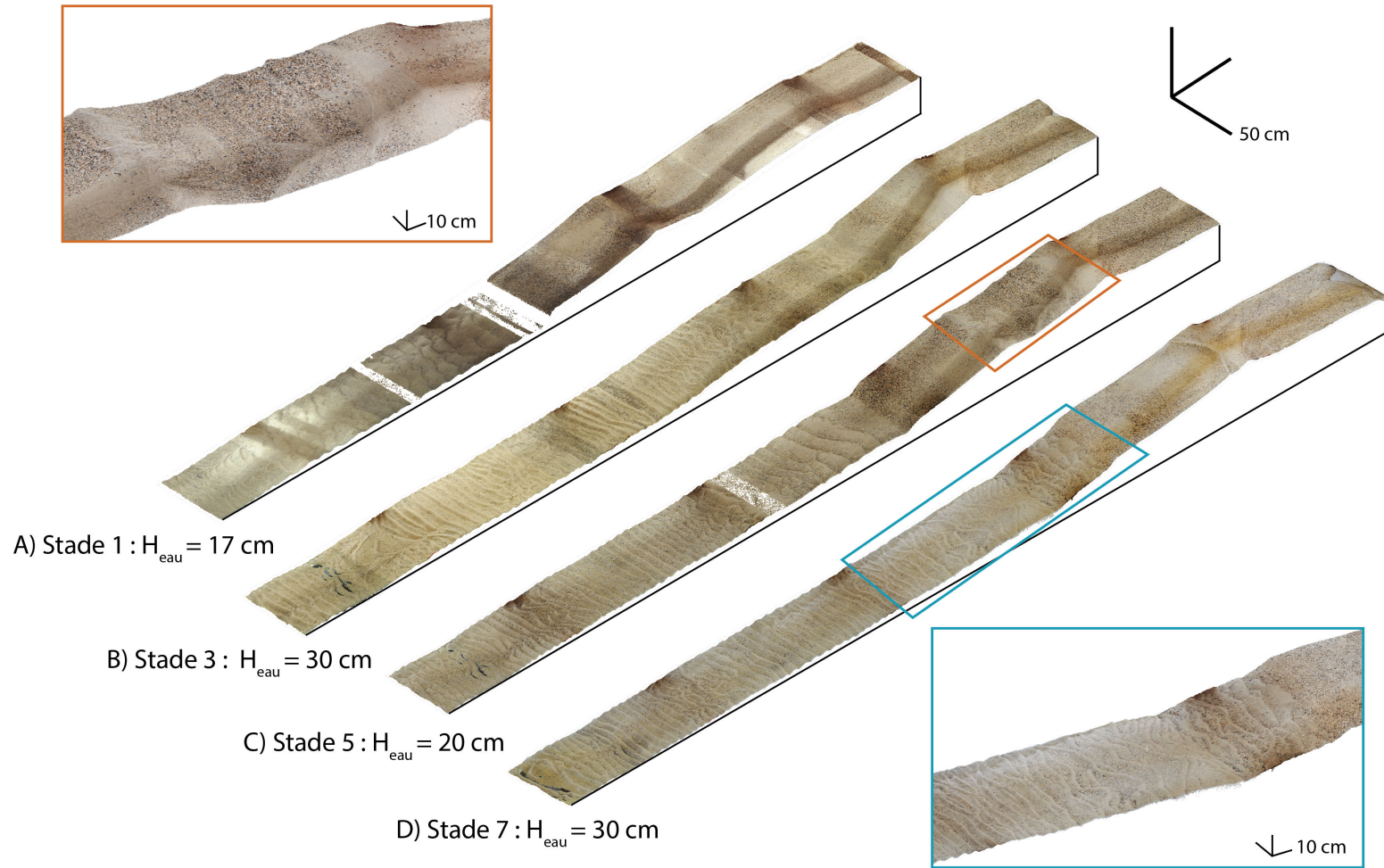


Figure III.38. Suivi photogrammétrique de l'évolution de la morphologie de surface du modèle $B_{25} S_{75}$.

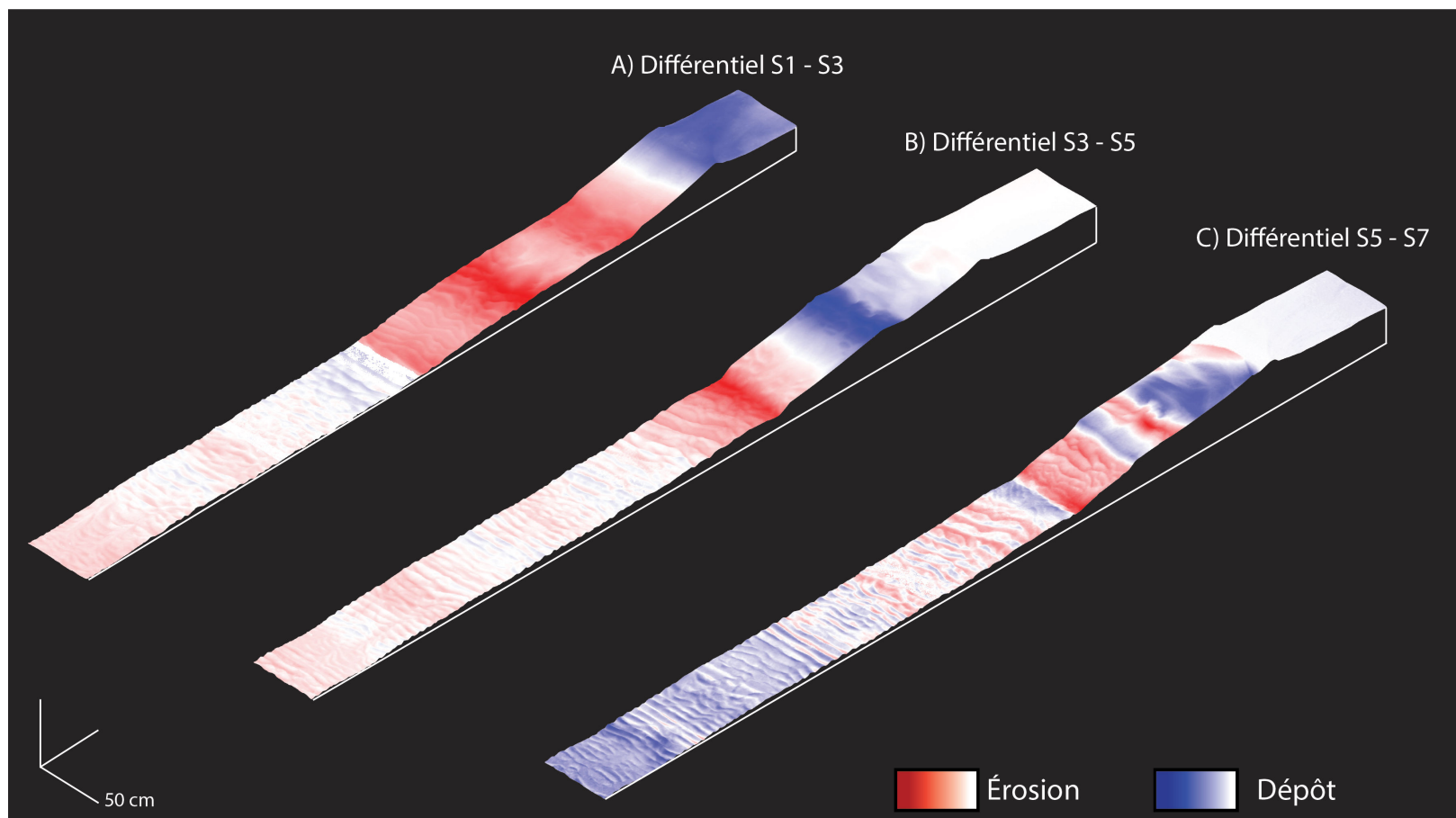


Figure III.39. Différentiel photogrammétrique entre les différents stades de l'évolution du modèle B_{25} S_{75} .

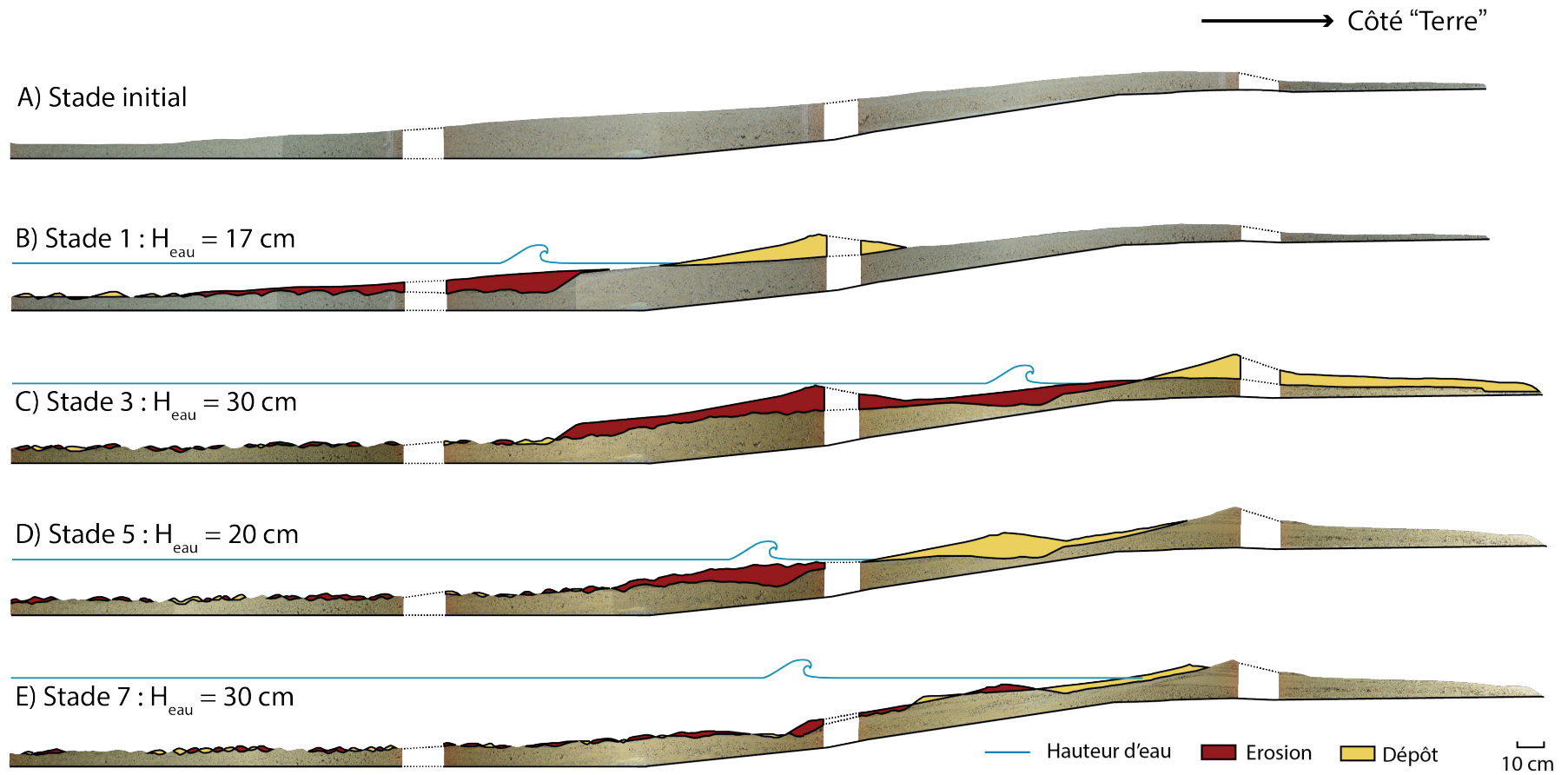


Figure III.40. Évolution des zones de dépôt et d'érosion le long de la barrière $B_{25} S_{75}$ par suivi photographique le long des parois du canal.

III.5.3.2 Suivi de l'architecture interne

De la même façon que pour les modèles B₁₀₀ et B₅₀ S₅₀, l'évolution de l'architecture interne de la barrière B₂₅ S₇₅ est représentée sur la figure III.42, et les résultats sont synthétisés dans le tableau III.9. Pour chaque stade de fluctuation du niveau d'eau moyen, la vue d'ensemble de la barrière ainsi qu'un agrandissement des zones de dépôts (zones jaunes de la figure III.40) sont représentées. La structure interne de la barrière modélisée est soulignée par des traits fins afin de guider l'interprétation de l'architecture interne. Les photographies non interprétées sont disponibles dans le livret d'annexe au format A3.

L'architecture complète de la barrière finale B₂₅ S₇₅ peut une fois de plus être analysée de façon globale sur le lacquer-peel (Figure III.43). Excepté le premier stade de très bas niveau, tous les stades sont préservés dans l'architecture interne. La barrière développe une épaisseur maximale de 10 cm et s'étend sur une distance d'environ 2,35 m. Une grande partie de la structure interne de la barrière est constituée de washover, sur une distance d'environ 1,45 m, comportant des litages à fortes pentes et des litages plans à faiblement inclinés (Figure III.43 – stades 2 et 3). De la même façon que le modèle B₅₀ S₅₀, l'extrémité des washovers est composée de débris bioclastiques grossiers, les surfaces

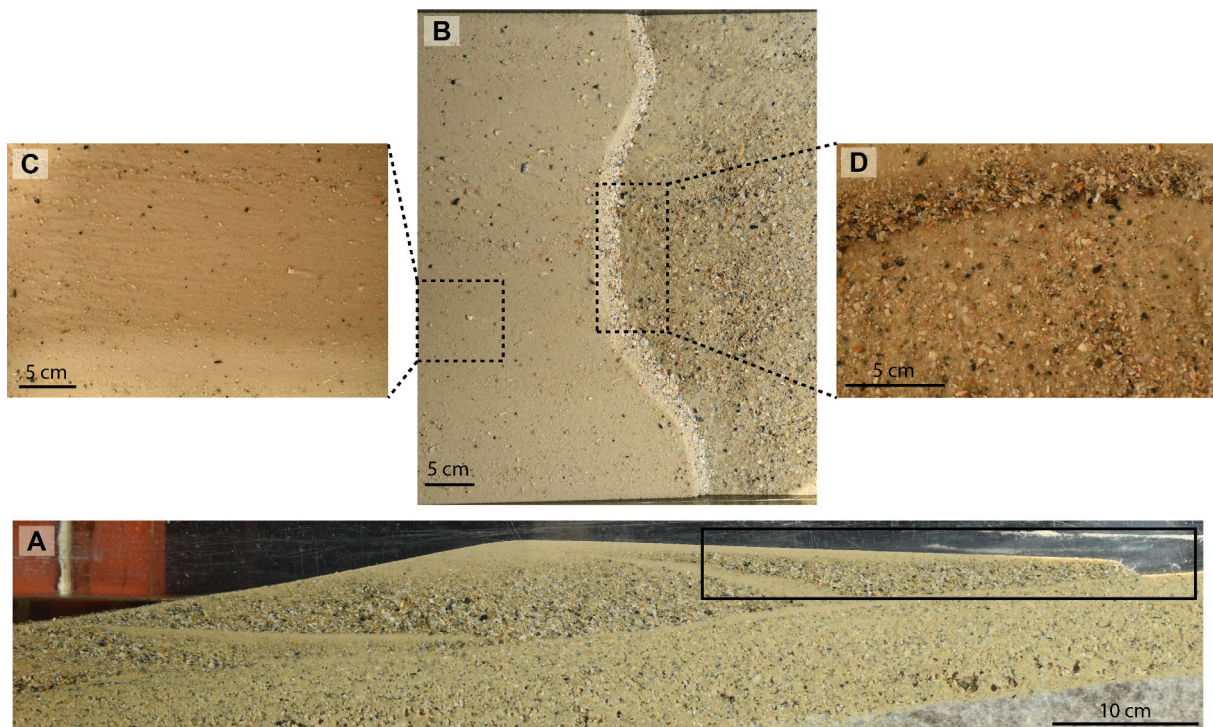


Figure III.41. Évolution granulométrique au niveau d'une nappe de washover. Vue latérale (A). Vue de dessus (B). La ségrégation est importante car les sédiments sableux sont présents en surface de la nappe (C) tandis que les particules bioclastiques sont transportées en front de nappe (D).

sub-horizontales sont essentiellement composées de sables silicoclastiques (Figure III.41). Ainsi, un granoclassement croissant vers l'extrémité du lobe s'est formé, qui s'explique de la même façon que pour les deux modèles précédents (surface projetée plus importante pour les débris bioclastiques, nappe d'eau de faible épaisseur). De plus, les variations verticales de la granulométrie correspondent également au cycle d'ouverture et de fermeture de brèches dans la crête de la barrière.

La surface de la barrière correspond au stade 3, après arrêt de l'expérience avant d'abaisser le niveau d'eau. Ce stade n'ayant pas atteint l'équilibre, la surface érosive correspond à la zone de débordement où le jet de rive était encore assez important, d'où le dépôt d'une grande quantité de sable au niveau de la crête de la barrière. Le long du profil de plage, des stratifications bioclastiques en arêtes de poisson peuvent être observées. Ces accumulations représentent des dépôts de débris coquilliers en pied de banc lors du recul du pied (stade 4), puis lors de la remontée du niveau d'eau (stade 6), les particules bioclastiques, transportées en terminaison du swash, forment des foresets migrants vers le sommet de la barrière.

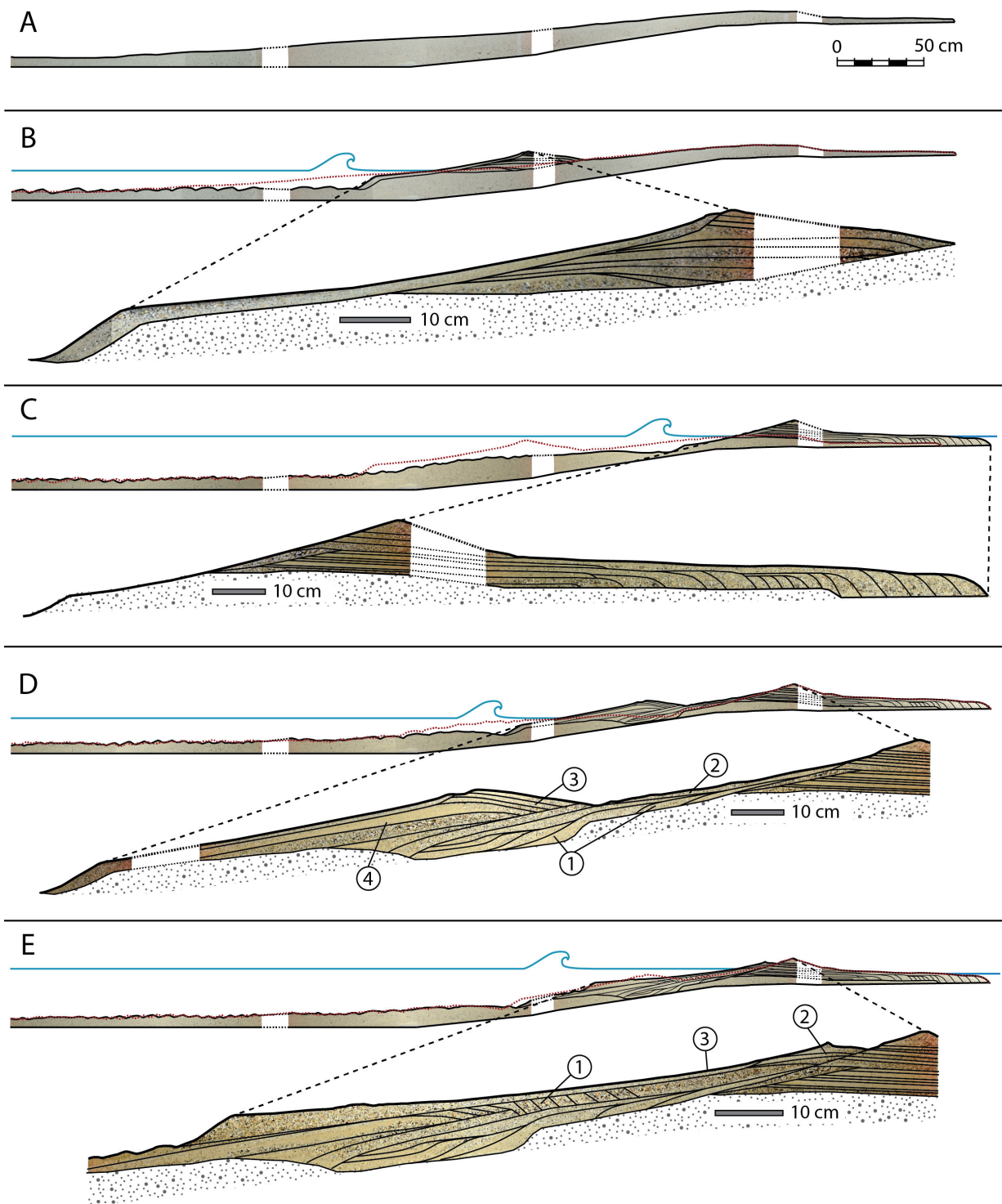


Figure III.42. Évolution de l'architecture interne de la barrière $B_{25} S_{75}$ par suivi photographique le long des parois du canal. Pour chaque stade, un rappel de l'état d'équilibre du stade précédent est tracé (pointillés rouge). Version au format A3 dans le livret en annexe.

Tableau III.9. Évolution des processus et de l'architecture interne du modèle $B_{25} S_{75}$.

Stade	Paramètres expérimentaux	Forme globale	Processus	Structure interne
Initial (A)	—	Lit plan	—	—
1 (B)	Durée _{palier} = 240 min $H_{\text{eau}} = 17 \text{ cm}$	Barrière initiale $H_{\text{max}} = 9,7 \text{ cm}$	- Aggradation - Granoclassement croissant vers l'extrémité des dépôts - Ségrégation (latérale et verticale) des particules silico-bioclastiques - Rides de houle au large (tous les stades, Figure II.41)	- Litages plans (extrémité en onlaps), puis faiblement obliques (5°) - Plage érosive (recoupement de la base des dépôts)
3 (C)	Durée _{montée} = 147 min Durée _{palier} = 150 min $H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$	Barrière transgressive $H_{\text{max}} = 10 \text{ cm}$	- Erosion de la barrière du stade 1 et migration onshore - Successions de submersions et dépôts de washovers - Granoclassement croissant vers l'extrémité des lobes - Forte ségrégation entre les deux lithologies - Stade avorté (pas d'équilibre)	- Deltas surmontés de nappes de washovers - Pendages forts (50°), puis faiblement obliques ($3 - 4^\circ$) - Plage très érosive (épaisseur nulle, recoupement des washovers)
5 (D)	Durée _{descente} = 94 min Durée _{palier} = 165 min $H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm}$	Barrière de régression forcée $H_{\text{max}} = 10 \text{ cm}$	- Migration offshore brève : dépôts successifs de laisses bioclastiques grossières (faible épaisseur) - Remobilisation du stock sédimentaire plus au large - Aggradation - Forte ségrégation : strates de différentes natures	- Downlaps (1)(recul du pied de plage, formes sigmoïdes) comblés par le drapage face externe (2), puis par l'aggradation (3) (onlaps) - Litages inclinés côté mer, pendage conforme à la morphologie de la face externe (4)
7 (E)	Durée _{montée} = 114 min Durée _{palier} = 150 min $H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$	Barrière progradante $H_{\text{max}} = 10 \text{ cm}$	- Migration onshore - Accolement de la barrière du stade 5 à celle du stade 3 - Remobilisation des laisses	- Foresets de migration à fort pendage (10 puis 40°) vers la barrière (1), litages sub-horizontaux (onlaps (2)), puis drapants (3)

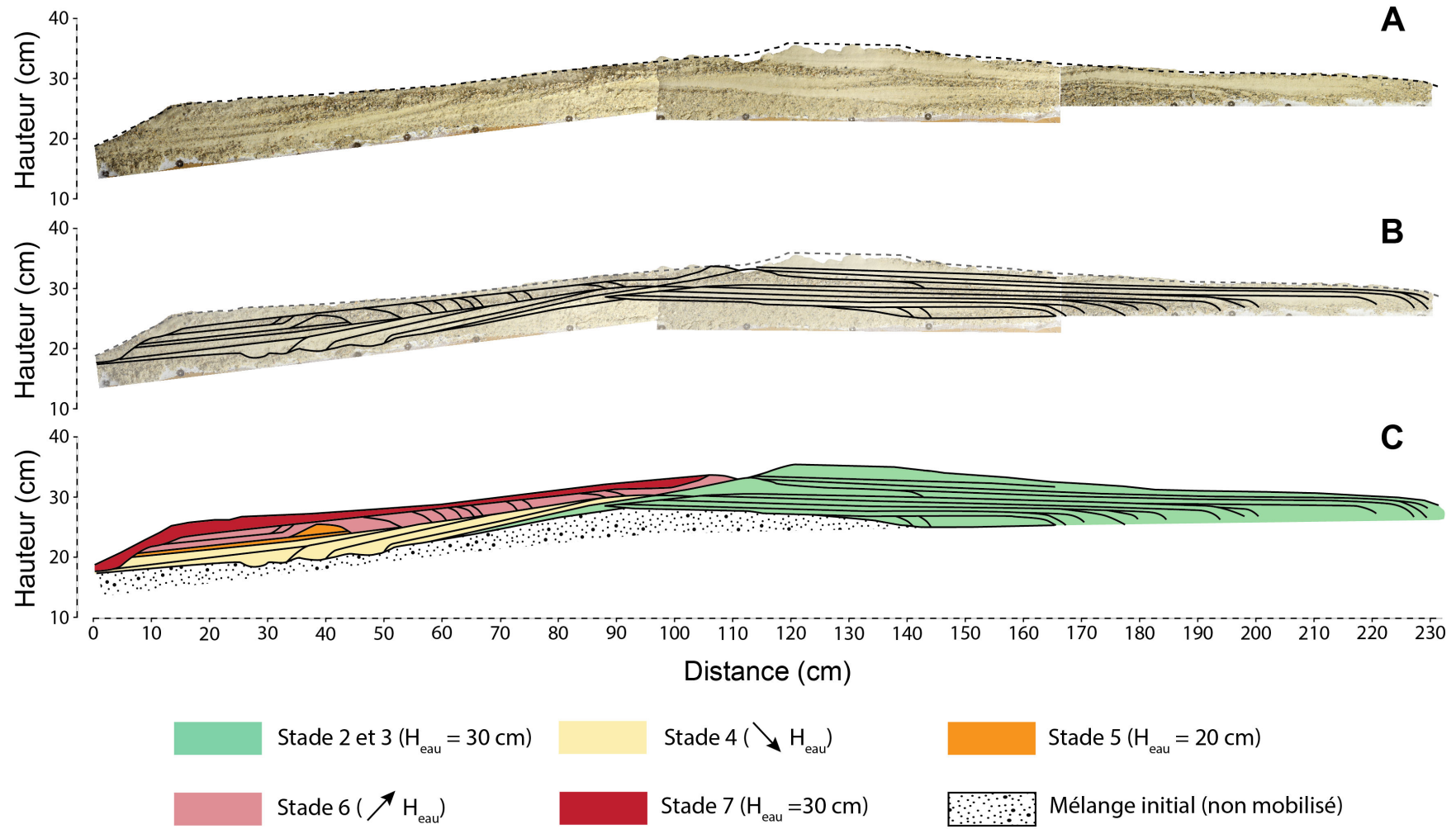


Figure III.43. Architecture sédimentaire du stade final (stade 7) du modèle $B_{25} S_{75}$: (A) Epoxy-peel, (B) interprétation. Version au format A3 dans le livret en annexe.

III.5.3.3 Granulométrie de surface de la barrière finale

Sept échantillons ont été prélevés en surface, et un en profondeur au niveau de la crête, afin de mettre en évidence des différences de granulométrie le long de la barrière (Figure III.44). A l'avant du pied de la plage (E1), le sédiment est très légèrement enrichi en particules fines par rapport au mélange initial. Le pied de banc (E2) et le bas de plage (E3) qui apparaissent relativement grossiers sur les photos latérales sont finalement composés à plus de 85 % de particules inférieures à 0,63 mm c'est-à-dire de grains silicoclastiques (seul les bioclastes dont le diamètre est supérieur à 0,63 mm ont été utilisés). Le haut de plage (E4) devient plus grossier, avec plus de 55 % de grains dont le diamètre de tamis est supérieur à 0,63 mm, et se compose de particules bioclastiques transportées en terminaison du jet de rive. La crête (E5) est très riche en sable (plus de 80 %) car comme expliqué dans la partie précédente, elle correspond à la crête du stade 3 qui n'a pas atteint l'équilibre. Un échantillon prélevé entre 4 et 7 cm de profondeur en-dessous de la crête, au niveau du début des dépôts de washover, est composé à 99 % de particules silicoclastiques. Ce résultat montre la richesse en particules silicoclastiques des nappes de washover, comme observé sur la figure III.41. A l'arrière de la crête, la surface des washovers (E7 et E8) est très grossière, plus de 80 % des particules ont une granulométrie supérieure à 0,63 mm. De même que pour les modèles B₁₀₀ et B₅₀ S₅₀ l'évolution de la granulométrie des particules le long du profil de la barrière B₂₅ S₇₅ reflète les processus de tri et de transport qui se sont opérés pendant l'expérimentation.

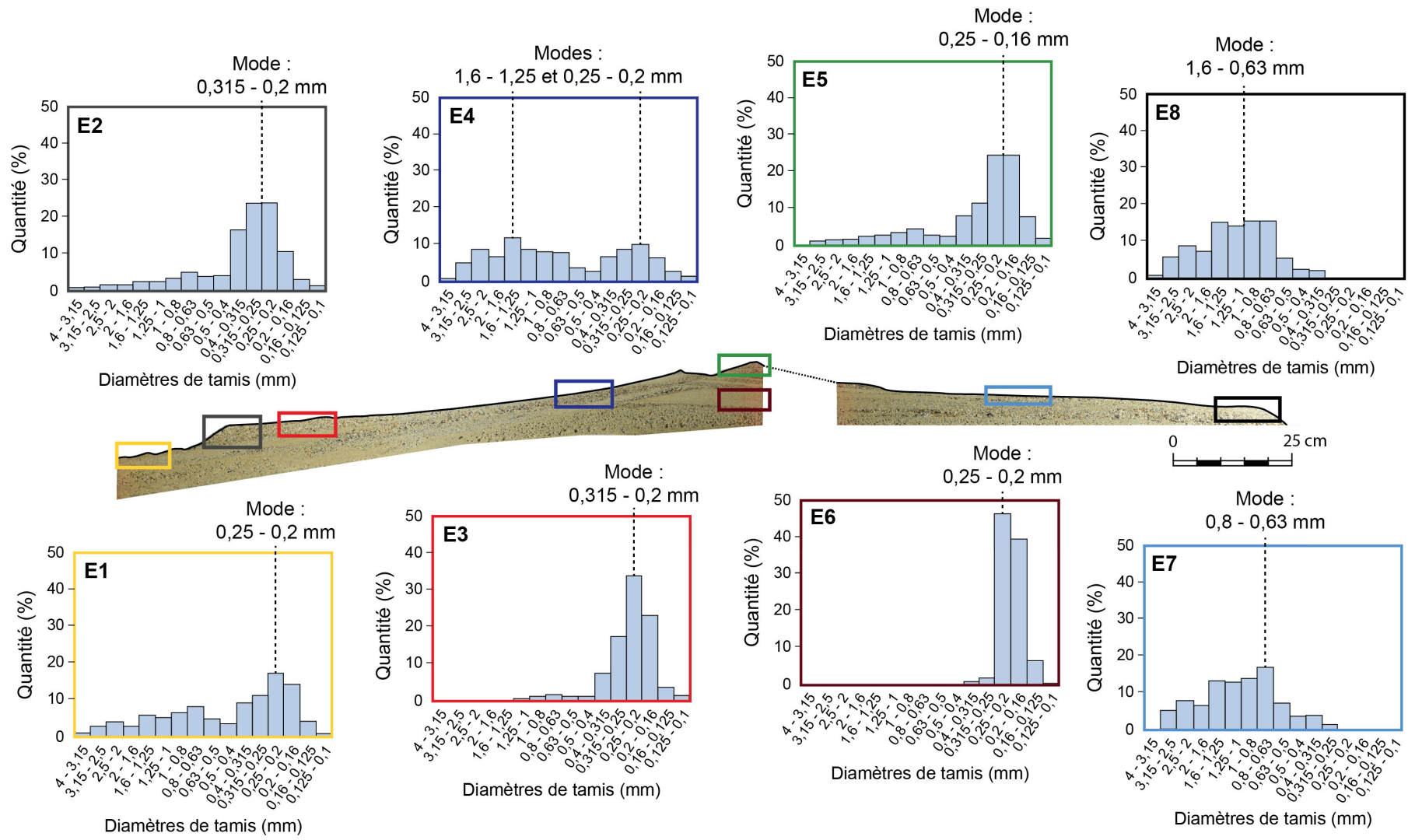


Figure III.44. Évolution de la granulométrie de surface le long de la barrière B₂₅ S₇₅ (stade final : 7).

III.5.4 Comparaison des modèles – Rôle des mélanges silico-bioclastiques

Les trois barrières obtenues à la fin des expérimentations en canal à houle ne possèdent pas les mêmes caractéristiques. En effet, leurs morphologies et leurs architectures internes diffèrent en fonction de la composition sédimentaire.

La figure III.45 et le tableau III.10 compilent l'évolution du profil topographique central des trois modèles (B₁₀₀, B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅), ainsi que leurs caractéristiques morphologiques (pentes, longueur, hauteur) :

- La barrière B₁₀₀ migre toujours moins vite par rapport à B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅.
- A l'exception du stade initial, le modèle B₁₀₀ est globalement plus épais et moins large par rapport aux modèles sableux (B₁₀₀, B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅).
- Les barrières B₁₀₀, B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅ ont des comportements, des dimensions et des morphologies très similaires. La crête de B₅₀ S₅₀ montre toutefois une élévation et des pentes sensiblement plus élevées.

L'architecture interne des corps sédimentaires formés à chaque palier (stade 1, 3, 5 et 7) en commun aux trois modèles est comparée sur les figures III.46 et III.47. Les barrières sont centrées par rapport à leur crête la plus élevée.

Tableau III.10. Compilation des paramètres caractéristiques des barrières dans le cas des trois compositions sédimentaires.

Composition sédimentaire :	B ₁₀₀	B ₅₀ S ₅₀	B ₂₅ S ₇₅
Pente du bas de plage (°)	9,5	6,2	4,4
Pente du haut de plage (°)	11,8	5,7	9
Longueur de la barrière (cm)	200	230	235
Longueur face externe (cm)	68	97	100
Longueur face interne (cm)	68	102	112
Épaisseur maximale (cm)	20	14,5	10

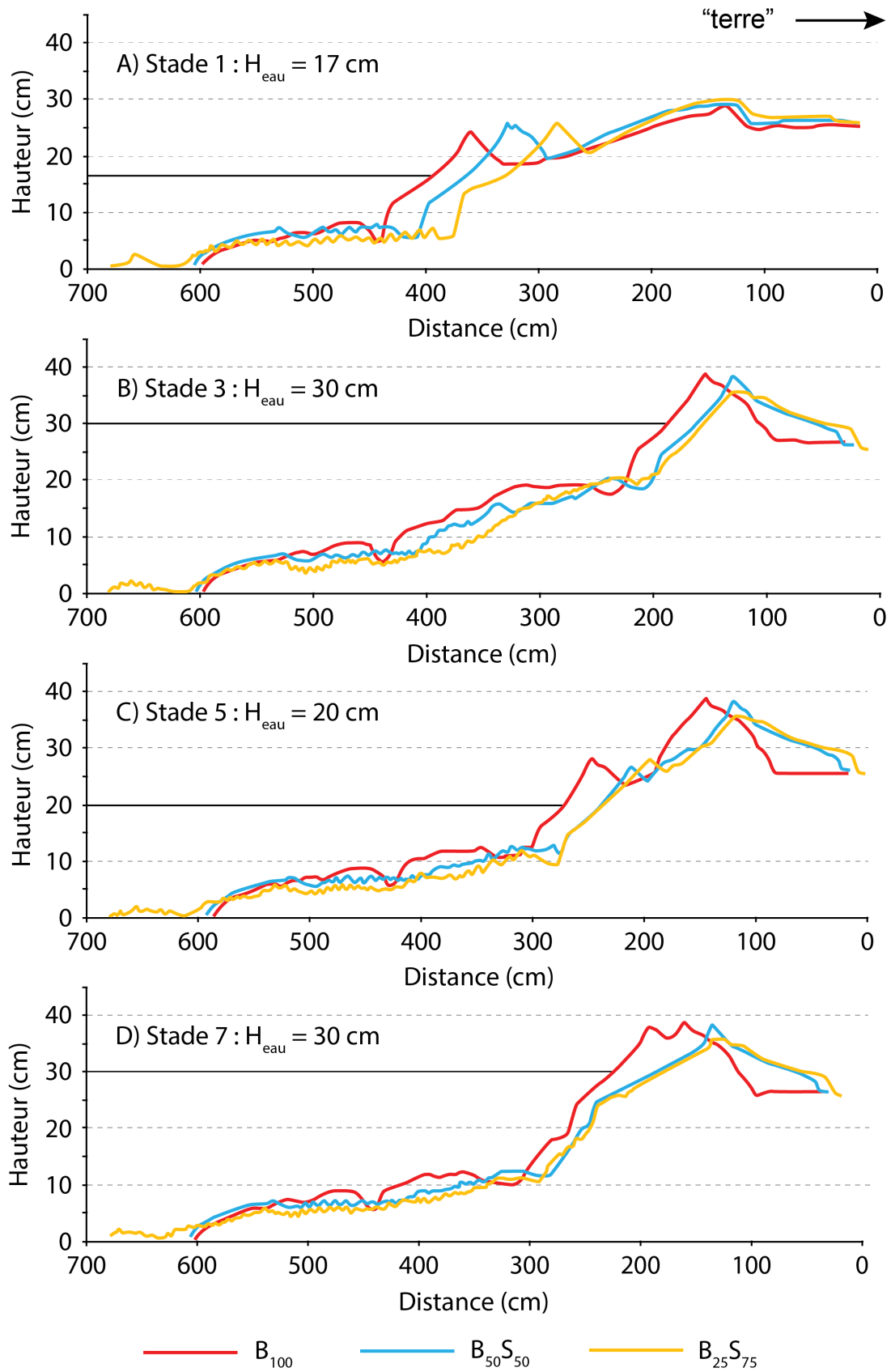


Figure III.45. Comparaison de la morphologie obtenue à l'aide du télémètre laser entre les trois compositions sédimentaires au cours des variations du niveau d'eau moyen. Les tracés sont obtenus au niveau du profil central ($P3$).

- **Barrières initiales – Stade 1 (Figure III.46 – A, $H_{eau} = 17$ cm) :**

La barrière B₁₀₀ s'est formée par accrétion verticale avec une légère progradation. Le modèle B₅₀ S₅₀ s'est construit par une succession de dépôts de washover suivi d'une aggradation de la crête. Le modèle B₂₅ S₇₅ se forme également par le dépôt successif de washovers, érodés finalement par le profil de plage. La plage évolue en fonction de la composition sédimentaire : plus le sédiment est riche en particules silicoclastiques, plus la longueur de la plage augmente. L'épaisseur des dépôts de plage est plus faible dans le cas de la barrière B₁₀₀.

- **Barrières transgressives – Stade 3 (Figure III.46 – B, $H_{eau} = 30$ cm) :**

Les trois barrières sont caractérisées par des litages sub-horizontaux (washover) avec la migration de foresets dans le cas des barrières B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅. Plus la barrière est riche en particules silicoclastiques, plus la longueur des washovers est importante, plus leur épaisseur (globale et des lamines) est faible. Les plages sont érosives dans les trois cas, et plus particulièrement pour le modèle B₂₅ S₇₅ qui n'a pas pu atteindre l'équilibre.

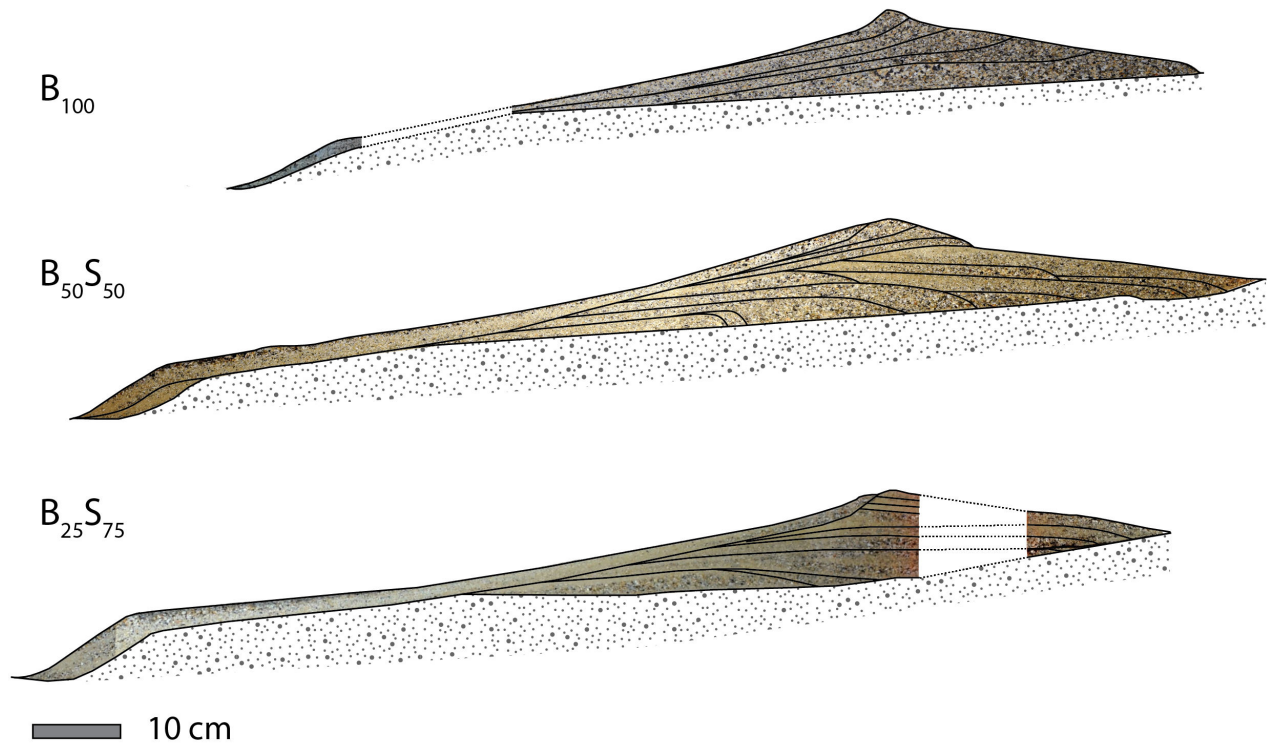
- **Barrières de régression forcée – Stade 5 (Figure III.47 – C, $H_{eau} = 20$ cm) :**

L'épaisseur des laisses bioclastiques grossières diminue lorsque le sédiment est riche en éléments silicoclastiques. Les downlaps de l'évolution du pied de banc sont de plus en plus préservés lorsque le sédiment s'enrichit en particules silicoclastiques. La nouvelle barrière B₁₀₀ se forme une fois encore par accrétion verticale, provoquant une légère progradation des dépôts. La nouvelle barrière B₅₀ S₅₀ se forme également par accrétion verticale suivi d'un dépôt de washover. La barrière B₂₅ S₇₅ se construit par une succession de dépôts de washover.

- **Barrières progradantes – Stade 7 (Figure III.47 – D, $H_{eau} = 30$ cm) :**

Les barrières du stade 5 s'accroissent toutes aux barrières du stade 3, mais plus le sédiment est riche en particules silicoclastiques, plus l'épaisseur de la plage diminue, plus l'épaisseur du pied de banc augmente et plus la progradation des dépôts est faible. La migration des sédiments (foresets) est plus lente dans le cas de la barrière B₁₀₀, et est suivie par une aggradation des particules, ce qui n'est pas le cas pour les deux autres modèles (B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅). Une stratification en arêtes de poisson peut être observée le long des profils de plage, mais elles sont plus marquées dans le cas des modèles B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅.

A) Stade 1 : $H_{\text{eau}} = 17 \text{ cm}$



B) Stade 3 : $H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$

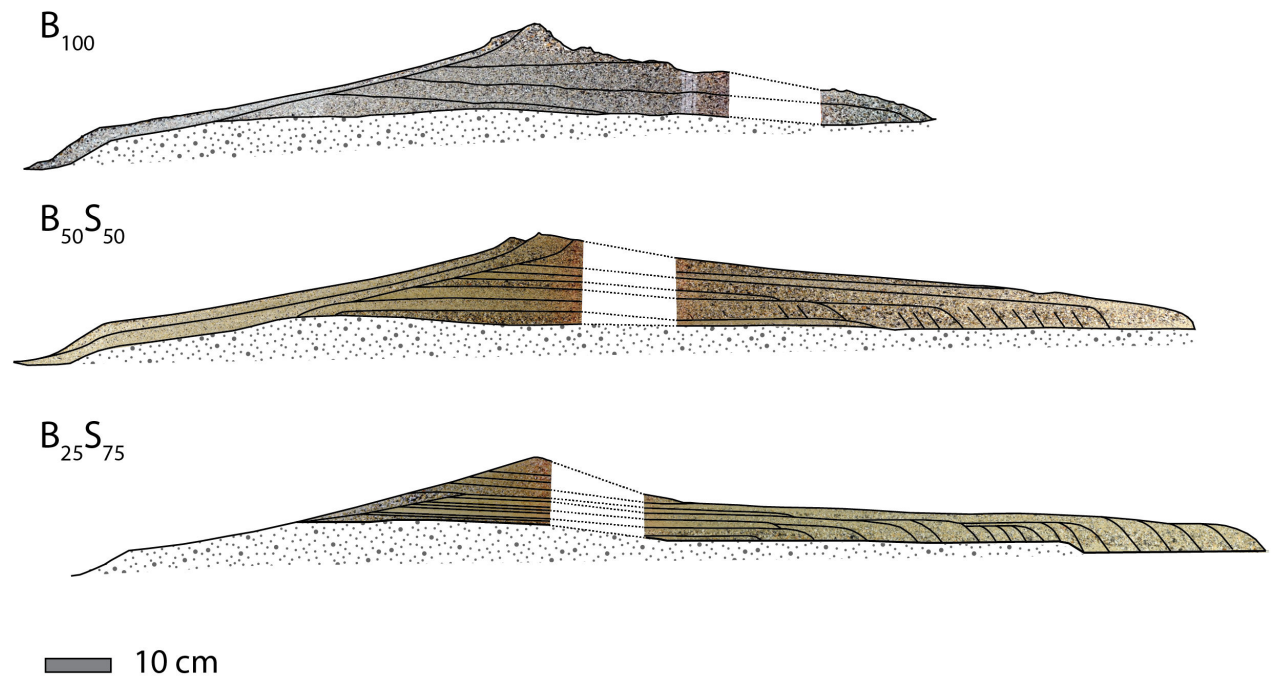
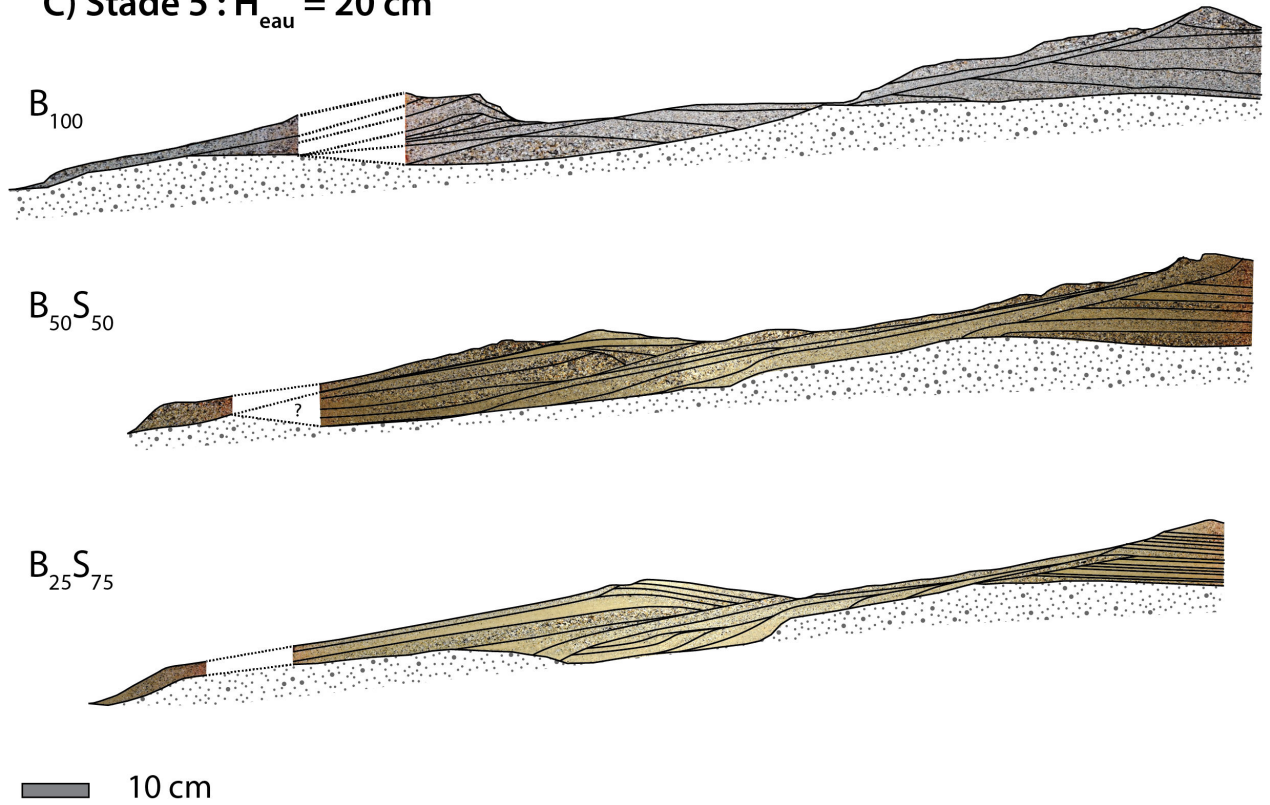


Figure III.46. Comparaison de l'architecture interne des modèles B_{100} , $B_{50} S_{50}$ et $B_{25} S_{75}$ sans le cas des stades 1 et 3. Les barrières sont centrées par rapport à leur crête la plus élevée.

C) Stade 5 : $H_{\text{eau}} = 20 \text{ cm}$



D) Stade 7 : $H_{\text{eau}} = 30 \text{ cm}$

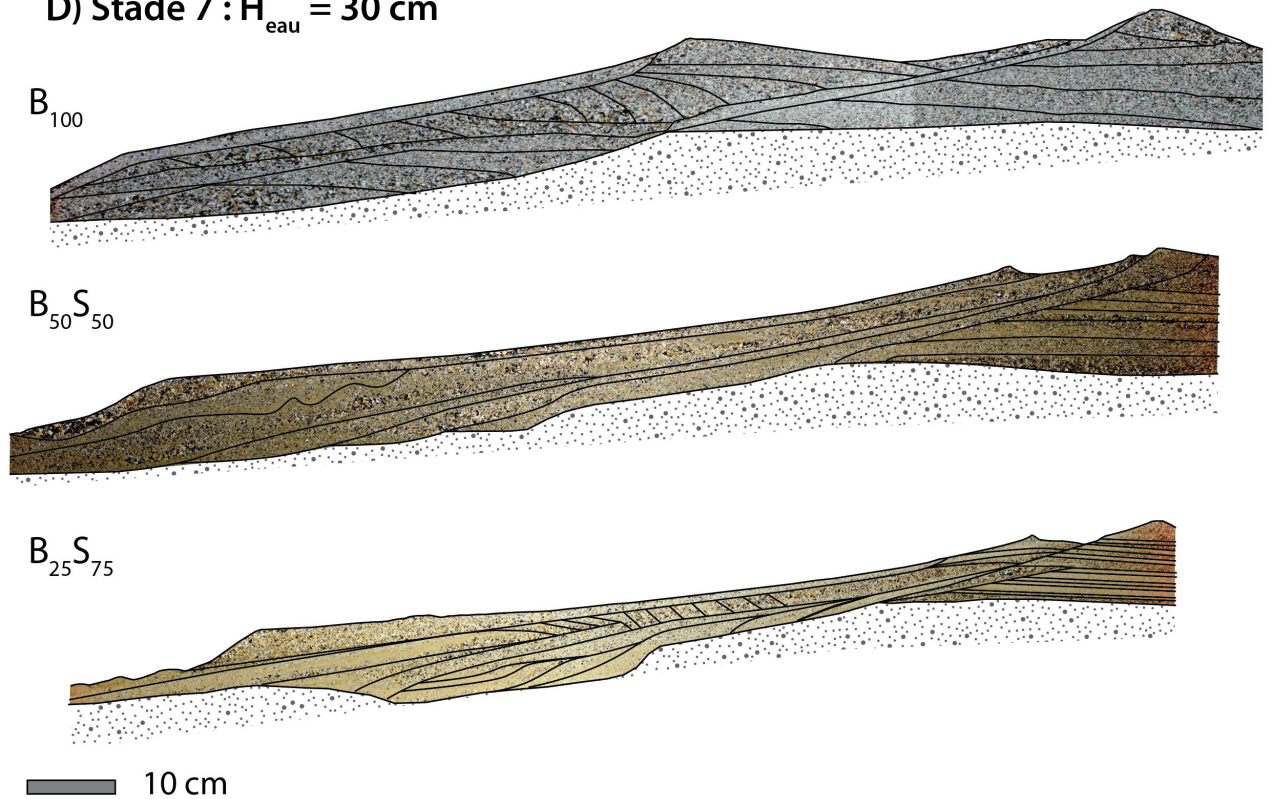


Figure III.47. Comparaison de l'architecture interne des modèles B_{100} , $B_{50} S_{50}$ et $B_{25} S_{75}$ sans le cas des stades 5 et 7. Les barrières sont centrées par rapport à leur crête la plus élevée.

Les processus impliqués dans le transport et le tri des particules sont les mêmes pour les trois modèles. Chaque barrière est caractérisée par un granoclassement croissant vers l'extrémité des washovers. Un tri s'effectue au niveau du déferlement. En se basant sur l'équation de Gibbs (Gibbs *et al.*, 1971), les vitesses de chute des particules silicoclastiques sont comprises entre 0,8 et 20 cm s⁻¹ pour les classes granulométriques situées entre 0,1 et 3,15 mm (gamme de diamètre des sables utilisés dans les expériences). Ces vitesses de chute sont toujours plus importantes que celles des bioclastes pour un même diamètre. Ainsi, lorsque les particules sont en suspension dans la zone de déferlement, les grains possédant les vitesses de chute les plus importantes sédimentent plus rapidement. Les bioclastes peuvent rester en suspension plus longtemps et vont être transportés dans le jet de rive. Cependant, les vitesses de chute des deux types de particules peuvent être assez proches dans le cas de petits diamètres de tamis. Ce paramètre ne peut donc pas expliquer à lui seul la ségrégation entre les débris coquilliers et les grains de sable. D'après Kirk (1970), les sédiments peuvent être triés dans la zone de swash en fonction de leur forme, leur taille et l'arrangement entre les grains. Le chapitre II a mis en avant des différences de coefficient de traînée très marquées entre les particules bioclastiques et des grains de formes plus régulières (dont des sphères). Plus les débris possèdent une forme éloignée de la sphère, plus le coefficient est élevé (Chapitre II - figure II.12). Dans le cas de sédiments mixtes bio-silicoclastiques, le paramètre de forme est prépondérant, d'autant plus dans des écoulements de faibles épaisseurs tels que le swash et les débordements de washover. En effet, la surface projetée des bioclastes est plus importante que les grains de sable. L'écoulement a plus d'emprise sur ce type de particules et elles peuvent ainsi être transportées plus rapidement dans l'écoulement. Dans une fine tranche d'eau, les bioclastes ont très peu de possibilités de se réarranger et de s'armurer sur le fond. Finalement, les débris coquilliers les plus grossiers, ayant la plus grande surface portante, sont transportés préférentiellement en terminaison de l'écoulement (washover ou construction de la crête).

Il existe également des variations verticales de la granulométrie (au niveau de la face interne) dans le cas des trois modèles. La dynamique de l'écoulement évolue en fonction de l'ouverture et de la fermeture des brèches. Lorsqu'un débordement se produit, l'écoulement est canalisé au niveau de la brèche, la vitesse est maximale sur la surface supérieure de la face interne ce qui crée une surface d'érosion où sont préservés seulement des dépôts de sable. Cet écoulement perd en vitesse le long de la face interne à cause des infiltrations d'eau dans la barrière mais également par les frottements issus de la surface rugueuse. Les éléments bioclastiques grossiers sont déposés régulièrement le long du washover jusqu'à ce que la pente de la face interne diminue. L'énergie de l'écoulement diminue et les dépôts de

washovers subissent une régression jusqu'à la fermeture de la brèche. Les faciès grossiers remontent ainsi vers le sommet de la face interne. Finalement, une séquence verticale de washover est caractérisée par une surface d'érosion basale suivi par une succession sédimentaire à granoclassement croissant.

L'évolution de la morphologie et de l'architecture interne peuvent être expliquées par les processus suivants :

- Les travaux de Weill *et al.* (2010) ont montré que la perméabilité et la porosité du sédiment augmentent avec l'enrichissement en éléments coquilliers. Ainsi, la barrière composée de bioclastes grossiers (diamètre de tamis supérieur à 0,63 mm) possède une porosité plus importante. Les écoulements sur le profil de plage ainsi que les débordements sont atténués par les infiltrations dans la barrière, ce qui favorise l'accrétion verticale des particules et donc la construction d'une barrière plus épaisse. Ces infiltrations vont également provoquer un transport sédimentaire global onshore qui va générer une pente de plage plus importante. Au contraire, la présence de sable diminue la porosité, les infiltrations sont moins importantes et l'écoulement possède donc plus d'énergie et peut transporter le sédiment sur de plus grandes distances dans les washovers. Dans la zone de swash, à cause des faibles infiltrations, le transport est principalement dirigé vers le large, ce qui contribue à l'allongement de la plage et la diminution de sa pente.
- Au regard de la forme et de la taille des débris bioclastiques, leur arrangement dans les dépôts implique un angle de repos de ces sédiments plus important par rapport à du sable silicoclastique. Ce processus peut générer des pentes de plage et des foresets plus fortes dans le cas de dépôt de particules bioclastiques (exemple : deltas de washover).
- Une valeur seuil de la proportion entre les particules bioclastiques et silicoclastiques (située entre les compositions des modèles B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅) semble contrôler la morphologie globale des barrières. Au-delà de ce seuil, le pourcentage de sable peut augmenter sans conséquence sur la porosité. Si les porosités des barrières sont similaires, alors l'écoulement sera atténué de la même façon et les morphologies seront semblables.

III.6 Conclusion

Le rôle de la composition sédimentaire sur la construction, et les processus qui y sont associés, de trois barrières littorales a été étudié. Trois compositions ont été réalisées et utilisées : B₁₀₀, B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅. Elles ont été soumises à des fluctuations du niveau d'eau au cours du temps avec les mêmes paramètres de houle (période = 2s, amplitude = 3cm).

Tout comme les résultats de Weill *et al.* (2010) l'ont démontré, la forme des barrières obtenue lors de ces expérimentations physiques en canal à houle est similaire à celle observée sur le terrain. Les barrières modélisées sont principalement constituées de washovers qui comprennent des lobes, reflétant les phases de submersion et de migration (transgression) associée, et des nappes représentant la partie émergée de l'édifice. Les washovers sont érodés par la formation du profil de plage lorsque le niveau d'eau est à l'équilibre.

Les processus impliqués dans la construction des trois barrières sont les mêmes :

- Tri des particules dans le swash : transport préférentiel des bioclastes grossiers à l'extrémité de l'écoulement. La grande surface portante des bioclastes grossiers dans une nappe d'eau de faible épaisseur provoque un déplacement de ces particules plus rapidement. De la même façon, la surface projetée des bioclastes est plus importante que les particules silicoclastiques, ce qui génère une ségrégation entre les deux faciès.
- Formation de washovers en réponse à différents épisodes de submersion.

Cependant, les morphologies globales (pentes, épaisseurs, longueurs) sont différentes et sont générées principalement par des variations de porosité. Une barrière poreuse (riche en bioclastes) permet la formation d'importantes infiltrations et donc une importante atténuation de l'énergie et de la diffusion de l'écoulement sur la face interne. Les sédiments accumulés vont rapidement subir une accrétion verticale provoquant l'augmentation de l'épaisseur de la barrière. Ajouté à la porosité, l'angle de repos des bioclastes implique la formation de pentes plus raides. Ainsi, une barrière poreuse, épaisse, avec une pente plus raide implique moins de submersions, et l'équilibre de la barrière est obtenue rapidement. Dans le cas d'une barrière moins poreuse (riche en sable silicoclastique), les infiltrations sont plus faibles, l'énergie de l'écoulement est moins dissipé et se propage sur de plus grandes distances sur la face interne. Les sédiments sont donc transportés sur de grandes distances à l'arrière de la crête avec peu d'aggradation, ce qui implique une épaisseur de barrière plus faible. De plus, les faibles infiltrations dans la zone de swash induisent un

transport offshore qui provoque l'augmentation de la longueur de la plage et la diminution de sa pente. Ajouté à ce processus, l'angle de repos des particules silicoclastiques étant plus faible par rapport aux bioclastes, il génère des pentes plus douces. Ainsi une barrière peu poreuse de faible épaisseur et moins pentue engendre une fréquence de submersion et un temps de mise à l'équilibre plus importants.

Ces expérimentations démontrent qu'une variation de composition sédimentaire peut modifier la morphologie et l'architecture interne des barrières littorales. Dans le contexte actuel de haut niveau marin, le rapport entre apports terrigènes et production carbonatée est faible. Ces conditions de haut niveau marin sont d'autant plus favorables à la production de sédiments bioclastiques si les fleuves fournissent naturellement peu de sédiments. C'est par exemple le cas de la Manche. Ces environnements se caractérisent par une forte densité d'organismes producteurs de carbonate (mollusques, bryozoaires, lithothamniées) conduisant à la fabrique d'un sédiment mixte, parfois très riche en débris coquilliers, qui contribue à alimenter le domaine littoral. Nos travaux mettent en évidence que les processus d'édification des barrières littorales et leur comportement global peuvent être modifiés significativement si la proportion en matériel bioclastique évolue. Cette conclusion doit être mise en perspective des changements environnementaux à venir, associés entre autres au changement global et au développement des activités d'origine humaine.

Conclusion générale

a) Problématiques de la thèse : les environnements côtiers mixtes silico-carbonatés tempérés

Les sédiments de certaines régions côtières sont composés d'un mélange de particules silicoclastiques et bioclastiques. Peu de travaux de recherche se sont intéressés à l'impact de ce caractère mixte sur l'architecture globale des barrières littorales. Comme l'attestent les litages préservés dans les enregistrements sédimentaires relatifs à ce type d'environnements côtiers, des processus de ségrégation s'opèrent entre particules silicoclastiques et débris bioclastiques. Cela implique des comportements hydrodynamiques différents. Ce constat pose la question du possible impact sur la dynamique du littoral si des modifications (d'origine naturelle ou anthropique) de proportions entre les sédiments silicoclastiques et bioclastiques se produisent, en particulier sur la construction des barrières côtières. Ce travail avait donc deux principaux objectifs :

- Caractériser le comportement hydrodynamique des particules bioclastiques et évaluer l'influence de la composition faunistique.
- Comprendre le rôle de la composition sédimentaire sur les processus impliqués dans la construction des barrières littorales.

Une approche expérimentale a été développée pour atteindre ces objectifs :

- 1) A l'échelle des processus (comportement hydrodynamique), les seuils de mise en mouvement de cinq classes granulométriques de débris coquilliers de 8 espèces de mollusques (représentatives de la Baie du Mont-Saint-Michel, c'est-à-dire d'environnements côtiers tempérés à froids) ont été déterminés dans un petit canal à courant unidirectionnel (érodimètre). Des mesures de vitesse de chute ont également été réalisées.
- 2) A l'échelle de la construction d'un corps sédimentaire (construction d'une barrière littorale), trois mélanges de sédiments ont été reconstitués (100% bioclastique ; 50 % bioclastique – 50% silicoclastique ; 25% bioclastique – 75% silicoclastique) et placés dans un canal à houle afin de construire une barrière littorale. Les résultats permettent de

comparer les morphologies et l'architecture interne des trois barrières modélisées.

b) Comportement hydrodynamique particulier des débris bioclastiques

Les particules bioclastiques sont caractérisées par des formes très éloignées de grains silicoclastiques, généralement sphériques. Elles sont aplaties et convexes, ce qui leur confère un comportement particulier lorsqu'elles sont dans un fluide au repos ou en mouvement. Chaque espèce possède des caractéristiques particulières : densité, structure, composition minéralogique, taille et forme. Ces différences expliquent la diversité du comportement hydrodynamique observé au cours de ce travail, tant en termes de vitesses de sédimentation que des seuils de mise en mouvement. Les espèces les plus denses (*Scrobicularia*, *Cerastoderma*, *Crepidula*) possèdent une structure interne compacte, elles se déposent rapidement et montrent une résistance importante à l'écoulement. Au contraire, les espèces les moins denses (*Anomia*, *Ostrea*, *Magallana*) ont une structure en feuillets, ou plus complexe, elles chutent plus lentement, et sont plus faciles à mettre à mouvement. Enfin, *Mytilus*, possède une densité et un comportement intermédiaire aux autres espèces.

Les résultats des expérimentations montrent que les débris bioclastiques les plus denses se comportent comme des particules silicoclastiques lorsqu'ils sont structurés en lit sédimentaire. Cependant, ces débris possèdent des vitesses de chute beaucoup plus faibles. Cela signifie que les particules bioclastiques denses sont difficiles à mettre en mouvement mais une fois le transport initié, elles peuvent se déplacer sur de plus grandes distances. Cette particularité est notamment due à la grande surface portante que procure la forme des particules. Plus les débris ont des formes éloignées d'une sphère, plus leur coefficient de trainée est important.

c) Impact des mélanges silico-bioclastiques sur la morphologie et l'architecture des barrières littorales

Après la mise en exergue des comportements très différents entre les bioclastes et les silicoclastes, la question du rôle de la composition sédimentaire sur la construction des barrières littorales s'est posée. En effet, dans les environnements mixtes, les différences observées entre les débris coquilliers et les particules silicoclastiques doivent influencer le transport, le tri et les processus de dépôt lors de la construction d'une barrière côtière.

Bien que les processus généraux impliqués dans la construction des trois barrières modélisées soient globalement comparables (déferlement en pied de plage, swash et plage érosive, débordement/submersion avec mise en place de washovers), des différences très

notables existent en termes de morphologie et d'architecture interne entre les 3 modèles. Les processus de tri dans la zone de swash génèrent une ségrégation entre les particules silicoclastiques et bioclastiques mais également un tri granulométrique. Les bioclastes, grâce à leur grande surface portante, se déplacent plus rapidement dans la nappe d'eau de faible épaisseur jusqu'à l'extrémité du swash formant ainsi la crête de la barrière. Lorsque cette dernière est franchie, ils s'accumulent préférentiellement à l'avant des lobes de washovers. Au cours de ces processus de ségrégation, pendant la construction des barrières, des surfaces d'érosion se développent, caractérisées par une granulométrie fine des sables silicoclastiques qui se déplacent moins vite que les bioclastes.

Nos expériences de reconstitution de barrières littorales menées à partir de trois compositions sédimentaires montrent que l'un des facteurs principaux de contrôle de l'évolution morphologique et de l'architecture interne, est finalement la porosité du matériel. Les barrières à dominance bioclastique sont plus grossières et donc plus poreuses. L'infiltration de l'écoulement dans le massif dissipe son énergie, en particulier celle du backwash, favorisant un transport onshore, mais sur des distances plus courtes. Cela induit des longueurs de plages et de washovers plus réduites. Les pentes sont également plus importantes. Cette dernière caractéristique se rapporte également à l'angle de repos plus important des particules bioclastiques. La porosité plus réduite des barrières qui contiennent une part d'apports silicoclastiques plus importante, induit au contraire des distances de transport plus longues et des franchissements plus fréquents. Les plages et les washovers sont plus étendus et les pentes sont globalement plus faibles. Le transport sédimentaire offshore est favorisé.

Les modélisations physiques réalisées tendent donc à montrer que la dynamique de construction d'une barrière littorale peut être influencée de façon significative par une modification de la composition des apports sédimentaires. Ces résultats s'appliquent spécifiquement aux environnements côtiers mixtes alimentés à la fois par des apports silicoclastiques et des apports carbonatés, et ont potentiellement de vastes implications. Comme cela a été évoqué dans le chapitre I, les paramètres qui contrôlent la proportion de ces apports sont multiples et agissent à des échelles de temps et d'espace très variables, depuis celle des bassins sédimentaires à celle des processus et conditions actuels. Lors du remplissage d'un bassin sédimentaire, les barrières contenues dans les prismes côtiers de bas niveau marin ont-elles un comportement très différents des barrières constituant les prismes de haut niveau marin ? Et actuellement, alors que de nombreux littoraux sont à la fois soumis à un appauvrissement des apports terrigènes et une augmentation des apports bioclastiques en lien avec le développement accru des activités humaines (conchyliculture,

introduction d'espèces allochtones...) mais également à une accélération de la remontée du niveau marin, les conditions sont-elles favorables à la construction et à la stabilité des barrières littorales ? Une augmentation en apports bioclastiques pourrait avoir un effet positif sur leur stabilité. Cependant, le chapitre II a montré des différences de comportements hydrodynamiques entre les espèces. Les espèces cultivées ne sont pas les plus résistantes à un écoulement unidirectionnel et chutent plus lentement que les espèces allochtones. On peut donc se demander comment les barrières se comporteraient si les débris d'espèces cultivées (moules/huîtres) étaient dominants par rapport aux fragments d'espèces allochtones (coques par exemple).

Perspectives

Ce travail de thèse laisse entrevoir de nombreuses perspectives, que ce soit à l'échelle des processus ou à celle de la construction d'un corps sédimentaire.

- Le comportement des débris bioclastiques a été étudié sous un courant unidirectionnel mais les mêmes mesures devraient être effectuées sous l'action de la houle, ou une action combinée houle/courant. Les variations de pression hydrostatique et de vitesse verticale devraient abaisser les seuils de mises en mouvement des débris bioclastiques. Ils seraient plus facilement déstabilisés sur le fond par rapport à un courant unidirectionnel qui permet l'armurage du lit lorsque les particules grossières trouvent une position d'équilibre.
- Si l'initiation du mouvement est relativement similaire entre les silicoclastes et les bioclastes, on peut s'attendre à certaines différences une fois que le transport est amorcé, entre des grains sub-sphériques et des débris de coquilles aplaties. Certaines différences ont pu être observées au cours des expérimentations en canal à houle entre le sable silicoclastiques et les bioclastes : le sable semble se déplacer moins rapidement que les bioclastes car il avance sous forme de rides. Des expérimentations sous courant unidirectionnel et houle combinés pourraient permettre de mieux comprendre les processus de transport d'un sédiment mixte. La manière dont les flux de sédiments varient pourrait être quantifiée, et ce pour différentes compositions sédimentaires afin de comprendre les interactions qui se produisent entre les grains silicoclastiques et bioclastiques.
- Il est important de souligner que les validations de modèles numériques sont en général réalisées en utilisant des particules sphériques. Les données de vitesses de chute

et de contraintes de mise en mouvement obtenues au cours de la thèse pourraient être implémentées dans un modèle numérique qui utilise des approches continues ou discrètes dans le cas de particules non-sphériques.

- L'un des facteurs importants de contrôle de la dynamique de construction des barrières est leur porosité. Il serait par conséquent intéressant de suivre l'évolution de ce paramètre aux cours d'autres expériences en canal de reconstitution de barrières. L'une des pistes pour accéder à l'évolution de ce paramètre est la photogrammétrie. Les tests de photogrammétrie réalisés pendant la thèse montrent qu'il s'agit d'une méthode adaptée pour le suivi de modèles analogiques. Elle permet de quantifier précisément des différences de volumes. Si les paramètres de départ sont bien contraints (surface totale du modèle, volume initial du sédiment), l'évolution des volumes pourrait permettre de suivre celle de la porosité en connaissant la masse volumique des sédiments.
- Les trois modèles expérimentaux en canal à houle (B₁₀₀, B₅₀ S₅₀ et B₂₅ S₇₅) ont montré un seuil dans la proportion entre les bioclastes et les silicoclastes à partir duquel le comportement des barrières est relativement similaire. Des expériences supplémentaires utilisant des proportions différentes, situées entre 50% et 100% de bioclastes, permettrait de se rapprocher de ce seuil et d'améliorer la compréhension de la dynamique d'un sédiment mixte.

Bibliographie

- Albino, J., Suguio, K.** (2011) The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo state, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12 (2).
- Alger, G. R., Simons, D. B.** (1968) Fall velocity of irregular shaped particles. *Journal of the Hydraulics Division*.
- Allen, J. R. L.** (1984) Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology*, 31 (2), 227–250.
- Allendorf, F. W., Lundquist, L. L.** (2003) Introduction : population biology, evolution, and control of invasive species. *Conservation Biology*, 17 (1), 24–30.
- Almeida, L. P., Masselink, G., McCall, R., Russell, P.** (2017) Storm overwash of a gravel barrier : Field measurements and XBeach-G modelling. *Coastal Engineering*, 120, 22–35.
- Alsharhan, A., Kendall, C.** (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61 (3-4), 191–243.
- Alsina, J. M., Cáceres, I., Brocchini, M., Baldock, T. E.** (2012) An experimental study on sediment transport and bed evolution under different swash zone morphological conditions. *Coastal Engineering*, 68, 31–43.
- Armitage, N., Rooseboom, A.** (2010) The link between Movability Number and Incipient Motion in river sediments. *Water SA*, 36 (1), 89–96.
- Bader, B.** (2001) Modern bryomol-sediments in a cool-water, high-energy setting : the inner shelf off Northern Brittany. *Facies*, 44 (1), 81–103.

- Bagnold, R. A.** (1940) "Beach Formation by Waves; Some Model-Experiments in a Wave Tank.". *Journal of the Institution of Civil Engineers*, 15 (1), 27–52.
- Bahlburg, H., Nentwig, V., Kreutzer, M.** (2018) The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile – Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology*, 396, 43–53.
- Bakhtyar, R., Barry, D., Li, L., Jeng, D., Yeganeh-Bakhtiary, A.** (2009) Modeling sediment transport in the swash zone : A review. *Ocean Engineering*, 36 (9-10), 767–783.
- Baldock, T., Alsina, J., Caceres, I., Vicinanza, D., Contestabile, P., Power, H., Sanchez-Arcilla, A.** (2011) Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coastal Engineering*, 58 (2), 214–227.
- Bascom, W. N.** (1951) The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 32 (6), 866–874.
- Baumann, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Schneider, J.-L., Guillot, B., Schmutz, M.** (2017) Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology*, 391, 20–35.
- Bádenas, B., Aurell, M., Gasca, J. M.** (2018) Facies model of a mixed clastic-carbonate, wave-dominated open-coast tidal flat (Tithonian-Berriasian, north-east Spain). *Sedimentology*, 65 (5), 1631–1666.
- Beheshti, A., Ataie-Ashtiani, B.** (2008) Analysis of threshold and incipient conditions for sediment movement. *Coastal Engineering*, 55 (5), 423–430.
- Benabdellouahed, M.** (2011) La Seine fluviale plio-quaternaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques). Ph.D. thesis Université de Caen, 355 p.
- Beukema, J., Cadée, G., Hummel, H.** (1982) Differential variability in time and space of numbers in suspension and deposit feeding benthic species in a tidal flat area. *Oceanologica Acta No Sp*, 21–26.
- Billeaud, I.** (2007) Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la baie du mont-saint-michel). Thèse de doctorat, Université Caen Normandie,.

- Billy, J., Robin, N., Hein, C. J., Certain, R., FitzGerald, D. M.** (2014) Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges : Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357, 53–71.
- Birkemeier, W. A., DeWall, A. E., Gorbics, C. S., Miller, H. C.** (1981). A User's Guide to CERC's Field Research Facility. Tech. rep. COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER FORT BELVOIR VA.
- Biron, P. M., Robson, C., Lapointe, M. F., Gaskin, S. J.** (2004) Comparing different methods of bed shear stress estimates in simple and complex flow fields. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (11), 1403–1415.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A., Levot, M.** (2002). La baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance : Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente. CNRS.
- Bonnot-Courtois, C., Fournier, J., Dréau, A.** (2004) Recent morphodynamics of shell banks in the western part of the Bay of Mont-Saint-Michel (France)/Morphodynamique actuelle des bancs coquilliers dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 10 (1), 65–79.
- Bourcart, J., Charlier, R. H.** (1959) The tangle : a “nonconforming” sediment. *Bulletin of the geological society of america*, 70, 565–568.
- Bourget, J., Ainsworth, R., Nanson, R.** (2014). Origin of Mixed Carbonate and Siliciclastic Sequences at the Margin of a “Giant” Platform During the Quaternary (Bonaparte Basin, nw Australia). In : **Verwer, K., Playton, T. E., Harris, P. M. M.** (Eds.), Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope and Basinal Settings. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 157–177.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.** (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80 (3-4), 139–150.
- Bradbury, A. P., Powell, K. A.** (1993). The short term profile response of shingle spits to storm wave action. In : Coastal Engineering 1992. pp. 2694–2707.
- Braithwaite, C. J. R.** (1973) Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology*, 20 (2), 251–262.

- Brand, A., Noss, C., Dinkel, C., Holzner, M.** (2016) High-Resolution Measurements of Turbulent Flow Close to the Sediment–Water Interface Using a Bistatic Acoustic Profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33 (4), 769–788.
- Breda, A., Preto, N.** (2011) Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system : the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy) : A continental to marginal-marine mixed system. *Sedimentology*, 58 (6), 1613–1647.
- Brocchini, M., Baldock, T. E.** (2008) Recent advances in modeling swash zone dynamics : Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. *Reviews of Geophysics*, 46 (3).
- Butt, T., Russel, P., Turner, I.** (2001) The influence of swash infiltration–exfiltration on beach face sediment transport : onshore or offshore ? *Coastal Engineering*, 42, 35–52.
- Cadée, G.** (1994) Eider, Shelduck and other predators, the main producers of shell fragments in the Wadden Sea : Palaeoecological implications. *Palaeontology*, 37, 181–202.
- Caline, B.** (1982). Le secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel : morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran. Tech. rep. Bureau de recherches géologiques et minières.
- Carter, J., Clark, G. I.** (1985) Classification and phylogenetic significance of mollusk shell microstructures. *Broadhead TW (ed) Mollusk, note for a short course, studies in geology 13, Dpt of geological sciences. University of Tennessee Press, Tennessee*, 50–71.
- Carter, R. W. G., Orford, J. D.** (1981) Overwash processes along a gravel beach in south-east Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 (5), 413–426.
- Casella, E., Rovere, A., Pedroncini, A., Mucerino, L., Casella, M., Cusati, L. A., Vacchi, M., Ferrari, M., Firpo, M.** (2014) Study of wave runup using numerical models and low-altitude aerial photogrammetry : A tool for coastal management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 149, 160–167.
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A. B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J. P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A.,**

- Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R. (2017) Storm-induced marine flooding : Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews*, 165, 151–184.
- Chiarella, D., Longhitano, S. G. (2012) Distinguishing Depositional Environments In Shallow-Water Mixed, Bio-Siliciclastic Deposits On the Basis Of The Degree Of Heterolithic Segregation (Gelasian, Southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 82 (12), 969–990.
- Chiarella, D., Longhitano, S. G., Sabato, L., Tropeano, M. (2012) Sedimentology and hydrodynamics of mixed (siliciclastic-bioclastic) shallow-marine deposits of Ace-renza (Pliocene, Southern Apennines, Italy). *Italian journal of geosciences*, 131 (1), 136–151.
- Chiarella, D., Longhitano, S. G., Tropeano, M. (2017) Types of mixing and heterogeneities in siliciclastic-carbonate sediments. *Marine and Petroleum Geology*, 88, 617–627.
- Collins, M. B., Rigler, J. (1982) The use of settling velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. *Sedimentology*, 29 (3), 419–426.
- Cook, K. L. (2017) An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection. *Geomorphology*, 278, 195–208.
- Cooper, J., Green, A., Loureiro, C. (2018) Geological constraints on mesoscale coastal barrier behaviour. *Global and Planetary Change*, 168, 15–34.
- Craig, R. G., Loadman, C., Clement, B., Rusello, P. J., Siegel, E. (2011) Characterization and testing of a new bistatic profiling acoustic Doppler velocimeter : The Vectrino-II. *Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM), 2011 IEEE/OES 10th*, 246–252.
- D’agostini, D. P., Bastos, A. C., Dos Reis, A. T. (2015) The Modern Mixed Carbonate-Siliciclastic Abrolhos Shelf : Implications For A Mixed Depositional Model. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (2), 124–139.
- Dauphin, Y., Ball, A. D., Castillo-Michel, H., Chevallard, C., Cuif, J.-P., Farre, B., Pouvreau, S., Salomé, M. (2013) In situ distribution and characterization of the

- organic content of the oyster shell *Crassostrea gigas* (Mollusca, Bivalvia). *Micron*, 44, 373–383.
- Dauvin, J.-C.** (1993) Le benthos : témoin des variations de l'environnement. *Oceanis*, 19, 25–53.
- Dauvin, J.-C.** (2019). The English Channel : La Manche. In : World Seas : an Environmental Evaluation. Elsevier, pp. 153–188.
- Degeai, J.-P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., Bony, G.** (2015) Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 129, 37–56.
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U.** (2016) Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past*, 12 (6), 1389–1400.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Casou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U.** (2011) Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299 (1-2), 289–297.
- Dolan, J. F.** (1989) Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles : discussion with examples. *AAPG Bulletin*, 73 (10), 1233–1246.
- Donnelly, C., Kraus, N., Larson, M.** (2006) State of Knowledge on Measurement and Modeling of Coastal Overwash. *Journal of Coastal Research*, 224, 965–991.
- Donnelly, J. P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., Webb, T.** (2004) A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology*, 210 (1-4), 107–121.
- Dorsey, R. J., Kidwell, S. M.** (1999) Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation on a tectonically active margin : Example from the Pliocene of Baja California Sur, Mexico. *Geology*, 27 (10), 935–938.
- Doyle, L. J., Roberts, H. H.** (Eds.) (1988). Carbonate-clastic transitions. No. 42 in Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam ; New York.

- Driscoll, E.** (1967) Experimental field study of shell abrasion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (4), 1117–1123.
- Duncan, J. R., J.** (1964) The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology*, 2 (3), 186–197.
- EDF R&D, .** (2011). CloudCompare (version 2.9.1) [GPL software].
- Elfrink, B., Baldock, T.** (2002) Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone : a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45 (3-4), 149–167.
- Eltner, A., Kaiser, A., Castillo, C., Rock, G., Neugirg, F., Abellan, A.** (2015) Image-based surface reconstruction in geomorphometry – merits, limits and developments of a promising tool for geoscientists. *Earth Surface Dynamics Discussions*, 3 (4), 1445–1508.
- Engel, M., Oetjen, J., May, S. M., Brückner, H.** (2016) Tsunami deposits of the Caribbean – Towards an improved coastal hazard assessment. *Earth-Science Reviews*, 163, 260–296.
- Eyster, L. S.** (1986) Shell inorganic composition and onset of shell mineralization during bivalve and gasteropod embryogenesis. *The Biological Bulletin*, 170 (2), 211–231.
- Ferrer, P., Benabdellouahed, M., Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J. P., Bouchette, F.** (2010) The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 181 (2), 197–209.
- Field, S. B., Klaus, M., Moore, M. G., Nori, F.** (1997) Chaotic dynamics of falling disks. *Nature*, 388 (6639), 252–254.
- FitzGerald, D. M., Fenster, M. S., Argow, B. A., Buynevich, I. V.** (2008) Coastal impacts due to sea-level rise. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36.
- Flemming, B. W.** (2000). The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In : *Marine Sandwave Dynamics*. p. 7.
- Flemming, B. W.** (2017) Particle shape-controlled sorting and transport behaviour of mixed siliciclastic/bioclastic sediments in a mesotidal lagoon, South Africa. *Geo-Marine Letters*, 37 (4), 397–410.

- Fournier, J.** (2013) Bioconstruction d'annélides polychètes. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale,.
- Francken, F., Wartel, S., Parker, R., Taverniers, E.** (2004) Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters*, 24 (1), 14–21.
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A., Deschamps, A.** (2013) Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment : Example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 346, 17–30.
- Fruergaard, M., Andersen, T. J., Nielsen, L. H., Johannessen, P. N., Aagaard, T., Pejrup, M.** (2015) High-resolution reconstruction of a coastal barrier system : impact of Holocene sea-level change. *Sedimentology*, 62 (3), 928–969.
- Furukawa, Y., Curless, B., Seitz, S. M., Szeliski, R.** (2010). Towards Internet-scale Multi-view Stereo. In : IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. San Francisco, USA pp. 1434–1441.
- Göğüş, M., İpekç, O. N., Kökpınar, M. A.** (2001) Effect of Particle Shape on Fall Velocity of Angular Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127 (10), 860–869.
- Gallagher, E. L., Elgar, S., Guza, R. T.** (1998) Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2), 3203–3215.
- Gibbs, R. J., Matthews, M. D., Link, D. A.** (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Research*, 41 (1), 7–18.
- Gläser, I., Betzler, C.** (2002) Facies partitioning and sequence stratigraphy of cool-water, mixed carbonate-siliciclastic sediments (Upper Miocene Guadalquivir Domain, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 91 (6), 1041–1053.
- Goldhammer, R. K.** (2003). Mixed siliciclastic and carbonate sedimentation. In : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks springer Edition,. pp. 443–447.
- Golléty, C., Gentil, F., Davoult, D.** (2008) Secondary production, calcification and CO₂ fluxes in the cirripedes *Chthamalus montagui* and *Elminius modestus*. *Oecologia*, 155 (1), 133–142.

- Gorzalak, P., Salamon, M. A., Trzęsiok, D., Niedźwiedzki, R.** (2013) Drill Holes and Predation Traces versus Abrasion-Induced Artifacts Revealed by Tumbling Experiments. *PLoS ONE*, 8 (3), e58528.
- Goslin, J., Clemmensen, L. B.** (2017) Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems : Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews*, 174, 80–119.
- Grasso, F.** (2009) Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I, 172 p.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E., Certain, R.** (2009) Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology : Transients and equilibrium states. *Journal of Geophysical Research*, 114 (C9).
- Halfar, J., Ingle, J. C., Godinez-Orta, L.** (2004) Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the southwestern Gulf of California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 165 (1-2), 93–115.
- Halpern, B. S., Walbridge, S., Selkoe, K. A., Kappel, C. V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J. F., Casey, K. S., Ebert, C., Fox, H. E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H. S., Madin, E. M. P., Perry, M. T., Selig, E. R., Spalding, M., Steneck, R., Watson, R.** (2008) A Global Map of Human Impact on Marine Ecosystems. *Science*, 319 (5865), 948–952.
- Harper, B. B., Puga-Bernabéu, n., Droxler, A. W., Webster, J. M., Gischler, E., Tiwari, M., Lado-Insua, T., Thomas, A. L., Morgan, S., Jovane, L., Röhl, U.** (2015) Mixed Carbonate–Siliciclastic Sedimentation Along the Great Barrier Reef Upper Slope : A Challenge To the Reciprocal Sedimentation Model. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (9), 1019–1036.
- Hewitt, J. E., Ellis, J. I., Thrush, S. F.** (2016) Multiple stressors, nonlinear effects and the implications of climate change impacts on marine coastal ecosystems. *Global Change Biology*, 22 (8), 2665–2675.
- Holland, K., Elmore, P.** (2008) A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89 (3-4), 116–134.
- Holme, N. A.** (1961) The Bottom Fauna of the English Channel. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 41, 397–461.

- Hong, I., Pilarczyk, J. E., Horton, B. P., Fritz, H. M., Kosciuch, T. J., Wallace, D. J., Dike, C., Rarai, A., Harrison, M. J., Jockley, F. R.** (2018) Sedimentological characteristics of the 2015 Tropical Cyclone Pam overwash sediments from Vanuatu, South Pacific. *Marine Geology*, 396, 205–214.
- Horton, B. P., Rahmstorf, S., Engelhart, S. E., Kemp, A. C.** (2014) Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews*, 84, 1–6.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R.** (2012) Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging : Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology*, 281, 59–74.
- James, N., Clarke, A.** (1997). Cool-Water Carbonates sepm society for sedimentary geology Edition. Vol. 56.
- Janke, N. C.** (1965) Empirical formula for velocities and Reynolds' numbers of single, settling spheres. *Journal of Sedimentary Research*, 35 (3), 749–750.
- Jorry, S. J., Hasler, C.-A., Davaud, E.** (2006) Hydrodynamic behaviour of Nummulites : implications for depositional models. *Facies*, 52 (2), 221–235.
- Joshi, S., Duffy, G. P., Brown, C.** (2014) Settling Velocity and Grain Shape of Maerl Biogenic Gravel. *Journal of Sedimentary Research*, 84 (8), 718–727.
- Joshi, S., Duffy, G. P., Brown, C.** (2017) Critical bed shear stress and threshold of motion of maerl biogenic gravel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 194, 128–142.
- Kench, P. S., McLean, R. F.** (1996) Hydraulic characteristics of bioclastic deposits : new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology*, 43 (3), 561–570.
- Kench, P. S., McLean, R. F.** (1997) A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sedimentary Geology*, 109 (1-2), 111–119.
- Kennedy, W. J., Taylor, J. D., Hall, A.** (1969) Environmental and biological controls on bivalve shell mineralogy. *Biological Reviews*, 44 (4), 499–530.
- Kidwell, S. M.** (2013) Time-averaging and fidelity of modern death assemblages : building a taphonomic foundation for conservation palaeobiology. *Palaeontology*, 56 (3), 487–522.

- Kim, S.-C., Friedrichs, C. T., Maa, J. P.-Y., Wright, L. D.** (2000) Estimating bottom stress in tidal boundary layer from acoustic Doppler velocimeter. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126 (6), 399–406.
- Kirk, R. M.** (1970) Swash zone processes : an examination of water motion and the relations between water motion and foreshore response on some mixed sand and shingle beaches, Kaikoura, New Zealand. PhD Thesis, University of Canterbury, 506 p.
- Knowles, S. C., Davis, R. A.** (1991) Hurricane-induced carbonate enrichment of a Holocene coastal bay sequence, Sarasota Bay, Florida. *Marine Geology*, 99 (1-2), 151–161.
- Koca, K., Noss, C., Anlanger, C., Brand, A., Lorke, A.** (2017) Performance of the Vectrino Profiler at the sediment–water interface. *Journal of Hydraulic Research*, 55 (4), 573–581.
- Koch, E. W., Barbier, E. B., Silliman, B. R., Reed, D. J., Perillo, G. M., Hacker, S. D., Granek, E. F., Primavera, J. H., Muthiga, N., Polasky, S., Halpern, B. S., Kennedy, C. J., Kappel, C. V., Wolanski, E.** (2009) Non-linearity in ecosystem services : temporal and spatial variability in coastal protection. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 7 (1), 29–37.
- Komar, P. D., Clemens, K.** (1986) The relationship between a grain’s settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 258–266.
- Komar, P. D., Cui, B.** (1984) The analysis of grain-size measurements by sieving and settling-tube techniques. *Journal of Sedimentary Research*, 54 (2), 603–614.
- Komar, P. D., Reimers, C. E.** (1978) Grain shape effects on settling rates. *The Journal of Geology*, 86 (2), 193–209.
- Kramer, H.** (1935) Sand mixtures and sand movement in fluvial models. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers* TRans. Am. Soc., 100, 798–878.
- Labaj, M. A., Pratt, B. R.** (2016) Depositional Dynamics In A Mixed Carbonate–Siliciclastic System : Middle–Upper Cambrian Abrigo Formation, Southeastern Arizona, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 86 (1), 11–37.

- Lague, D., Brodu, N., Leroux, J.** (2013) Accurate 3d comparison of complex topography with terrestrial laser scanner : Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, 10–26.
- Larson, M., Donnelly, C., Jiménez, J. A., Hanson, H.** (2009) Analytical model of beach erosion and overwash during storms. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Maritime Engineering*, 162 (3), 115–125.
- Larsonneur, C.** (1971) Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse de Doctorat, Université de Caen, 394 p.
- Larsonneur, C.** (1989) La baie du Mont-Saint Michel. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit.*, 46, 1–75.
- Larsonneur, C.** (1994) The Bay of Mont-Saint-Michel : a sedimentation model in temperate macrotidal environment. *S. Maritima*, 24, 3–63.
- Larsonneur, C., Bouysse, P., Auffret, J. P.** (1982) The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29 (6), 851–864.
- Leatherman, S. P.** (1979) Beach and dune interactions during storm conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 12 (4), 281–290.
- Lee, S.-W., Jang, Y.-N., Ryu, K.-W., Chae, S.-C., Lee, Y.-H., Jeon, C.-W.** (2011) Mechanical characteristics and morphological effect of complex crossed structure in biomaterials : Fracture mechanics and microstructure of chalky layer in oyster shell. *Micron*, 42, 60–70.
- Lee, Z. S., Baas, A. C. W.** (2016) Variable and conflicting shear stress estimates inside a boundary layer with sediment transport : Conflicting shear stress estimates inside a natural boundary layer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41 (4), 435–445.
- Lees, A., Buller, A. T.** (1972) Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13 (5), M67–M73.
- Leppäkoski, E., Gollasch, S., Olenin, S.** (Eds.) (2002). Invasive Aquatic Species of Europe. Distribution, Impacts and Management. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Liu, H.-K.** (1957) Mechanics of sediment-ripple formation. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 83, 23pp.

- Long, N., Millescamps, B., Pouget, F., Dumon, A., Lachaussée, N., Bertin, X.** (2016) ACCURACY ASSESSMENT OF COASTAL TOPOGRAPHY DERIVED FROM UAV IMAGES. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLI-B1, 1127–1134.
- Longhitano, S. G.** (2011) The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits : examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea : Tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits. *Sedimentology*, 58 (3), 691–719.
- Longhitano, S. G., Chiarella, D., Di Stefano, A., Messina, C., Sabato, L., Tropeano, M.** (2012) Tidal signatures in Neogene to Quaternary mixed deposits of southern Italy straits and bays. *Sedimentary Geology*, 279, 74–96.
- Longhitano, S. G., Sabato, L., Tropeano, M., Gallicchio, S.** (2010) A Mixed Bioclastic-Siliciclastic Flood-Tidal Delta in a Micro Tidal Setting : Depositional Architectures and Hierarchical Internal Organization (Pliocene, Southern Apennine, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 80 (1), 36–53.
- Lubeseder, S., Redfern, J., Boutib, L.** (2009) Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation—Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 215 (1-4), 13–32.
- MacVicar, B., Dilling, S., Lacey, J., Hipel, K.** (2014). A quality analysis of the Vectrino II instrument using a new open-source MATLAB toolbox and 2d ARMA models to detect and replace spikes. In : **Schleiss, A., de Cesare, G., Franca, M., Pfister, M.** (Eds.), *River Flow 2014*. CRC Press, pp. 1951–1959 DOI : 10.1201/b17133-261.
- Maiklem, W. R.** (1968) Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology*, 10 (2), 101–109.
- Masselink, G., Li, L.** (2001) The role of swash infiltration in determining the beachface gradient : a numerical study. *Marine Geology*, 176 (1-4), 139–156.
- Masselink, G., Puleo, J. A.** (2006) Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26 (5), 661–680.
- Masselink, G., van Heteren, S.** (2014) Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352, 321–347.

- Mata, S. A., Bottjer, D. J.** (2011) Origin of Lower Triassic microbialites in mixed carbonate-siliciclastic successions : Ichnology, applied stratigraphy, and the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300 (1-4), 158–178.
- Matias, A., Ferreira, s., Vila-Concejo, A., Morris, B., Dias, J. A.** (2010) Short-term morphodynamics of non-storm overwash. *Marine Geology*, 274 (1-4), 69–84.
- Matias, A., Masselink, G., Castelle, B., Blenkinsopp, C. E., Kroon, A.** (2016) Measurements of morphodynamic and hydrodynamic overwash processes in a large-scale wave flume. *Coastal Engineering*, 113, 33–46.
- Matias, A., Vila-Concejo, A., Ferreira, s., Morris, B., Dias, J. A.** (2009) Sediment Dynamics of Barriers with Frequent Overwash. *Journal of Coastal Research*, 253, 768–780.
- Matias, A., Williams, J. J., Masselink, G., Ferreira, s.** (2012) Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48–61.
- McNeill, D. F., Cunningham, K. J., Guertin, L. A., Anselmetti, F. S.** (2004) Depositional themes of mixed carbonate-siliciclastics in the south Florida Neogene : Application to ancient deposits. *AAPG Memoir 80*, 23–43.
- McNown, J. S., Malaika, J.** (1950) Effects of particle shape on settling velocity at low Reynolds numbers. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 31 (1), 74–82.
- Miall, A. D.** (2016). *Stratigraphy : a modern synthesis*. Springer Berlin Heidelberg, New York, NY.
- Migné, A., Davoult, D., Gattuso, J.-P.** (1998) Calcium carbonate production of a dense population of the brittle star *Ophiothrix fragilis* (Echinodermata : Ophiuroidea) : role in the carbon cycle of a temperate coastal ecosystem. *Marine Ecology Progress Series*, 173, 305–308.
- Miller, M. C., McCave, I. N., Komar, P. D.** (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24 (4), 507–527.
- Morton, R. A., Gonzalez, J. L., Lopez, G. I., Correa, I. D.** (2000) Frequent non-storm washover of barrier islands, Pacific coast of Colombia. *Journal of Coastal Research*, 82–87.

- Morton, R. A., Sallenger Jr, A. H.** (2003) Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 560–573.
- Mount, J.** (1985) Mixed siliciclastic and carbonate sediments : a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32 (3), 435–442.
- Mount, J. F.** (1984) Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12 (7), 432–435.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K.** (2002) Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. *Marine Geology*, 185 (3-4), 435–469.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K.** (2003) Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology*, 162 (3-4), 167–198.
- Nechenache, F.** (2016). Étude expérimentale de la vitesse de chute des coquilles de mollusques. Master's thesis Université de Caen.
- Newell, A. J., Gower, D. J., Benton, M. J., Tverdokhlebov, V. P.** (2007) Bedload abrasion and the in situ fragmentation of bivalve shells. *Sedimentology*, 54 (4), 835–845.
- Nikuradse, J.** (1933). Strömungsgesetze in rauhen Rohren (Laws of flow in rough pipes). National Advisory Committee for Aeronautics Washington.
- Orton, J., Amirthalingam, C.** (1927) Notes on shell-depositions in oysters. *J Mar Biol Assoc UK*, 14, 935–954.
- Oseen, C. W.** (1927) Neuere methoden und ergebnisse in der hydrodynamik (1927). *Akademische Verlagsgesellschaft*.
- Otvos, E. G., Price, W.** (1979) Problems of chenier genesis and terminology — An overview. *Marine Geology*, 31 (3-4), 251–263.
- Paphitis, D.** (2001) Sediment movement under unidirectional flows : an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering*, 43 (3), 227–245.
- Paphitis, D., Collins, M. B.** (2005) Sand grain threshold, in relation to bed 'stress history' : an experimental study. *Sedimentology*, 52 (4), 827–838.

- Paphitis, D., Collins, M. B., Nash, L. A., Wallbridge, S.** (2002) Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology*, 49 (1), 211–225.
- Pedley, M., Carannante, G.** (Eds.) (2006). Cool-water carbonates : depositional systems and palaeoenvironmental controls. No. no. 255 in Geological Society special publication. The Geological Society, London oCLC : ocm65334816.
- Pirrello, M. A.** (1992) The role of wave and current forcing in the process of barrier island overwash. PhD Thesis, University of Florida, 132 p.
- 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 (1-2), 105–118.
- Pomar, L., Kendall, C. G. S. C.** (2008). Architecture of carbonate platforms : a response to hydrodynamics and evolving ecology. In : **Lukasik, J., Simo, J. T.** (Eds.), Controls on Carbonate Platform and Reef Development. Vol. 89. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 187–216.
- Prager, E. J., Southard, J. B., Vivoni-Gallart, E. R.** (1996) Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. *Sedimentology*, 43 (1), 33–40.
- Quick, M. C.** (1991) Onshore-offshore sediment transport on beaches. *Coastal Engineering*, 15, 313–332.
- Quijada, I. E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M. I., Mas, R.** (2016). Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits : evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). In : Contributions to modern and ancient tidal sedimentology : proceedings of the Tidalites 2012 conference. John Wiley & Sons. pp. 133–159.
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Auffret, J.-P., Berné, S., Batist, M. D., Marsset, T., Walker, P.** (2003) The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches : QUATERNARY SEDIMENT BODIES OF THE ENGLISH CHANNEL. *Journal of Quaternary Science*, 18 (3-4), 361–371.

- Rubey, W. W.** (1933) Rubey, W. W. (1933). Settling velocity of gravel, sand, and silt particles. *American Journal of Science*, (148), 325-338. *American Journal of Science*, 25 (148), 325–338.
- Ruonan, B., Liekai, C., Xingkui, W., Danxun, L.** (2016) Comparison of ADV and PIV Measurements in Open Channel Flows. *Procedia Engineering*, 154, 995–1001.
- Rusello, P. J., Allard, M. P.** (2012) Near boundary measurements with a profiling acoustic Doppler velocimeter. *Hydraulic Measurement and Experimental Methods Conference*.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U.** (2012) 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77 (01), 1–11.
- Sanders, D., Höfling, R.** (2000) Carbonate deposition in mixed siliciclastic–carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 137 (3-4), 127–146.
- Sengupta, S., Veenstra, H. J.** (1968) On sieving and settling techniques for sand analysis. *Sedimentology*, 11 (1-2), 83–98.
- Shepard, F. P.** (1973). Submarine geology 3rd Edition. Harper & Row, New York.
- Shields, A.** (1936) Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement (English translation of an Original German Manuscript). *Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology*, 167.
- Short, A. D.** (2005). Carbonate sandy beaches. In : Encyclopedia of Coastal Science. Springer, pp. 218–221.
- Simões, F. J.** (2014) Simoes, 2014. *Water Science and Engineering*, 7 (2), 183–193.
- Smith, D. A., Cheung, K. F.** (2002) Empirical relationships for grain size parameters of calcareous sand on Oahu, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 18, 82–93.
- Smith, D. A., Cheung, K. F.** (2003) Settling characteristics of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129 (6), 479–483.

- Smith, D. A., Cheung, K. F.** (2004) Initiation of motion of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130 (5), 467–472.
- Srinivas, R., Dean, R. G., Parchure, T. M.** (1992). Barrier island erosion and overwash study - volume 1. Tech. rep. Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida.
- Stokes, G. G.** (1851). On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. Vol. 9. Pitt Press Cambridge.
- Stutz, M. L., Pilkey, O. H.** (2011) Open-Ocean Barrier Islands : Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research*, 272, 207–222.
- Suter, J. R., Nummedal, D., Maynard, A. K., Kemp, P.** (1982). A process-response model for hurricane washovers. In : Coastal Engineering 1982. pp. 1459–1478.
- Switzer, A. D., Jones, B. G.** (2008) Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast : sea-level change, tsunami or exceptionally large storm ? *The Holocene*, 18 (5), 787–803.
- Tennekes, H., Lumley, J. L.** (1972). A first course in turbulence.
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P.** (2006) The Bay of Mont-Saint-Michel northeastern littoral : an illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 177 (2), 71–78.
- 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.
- Testa, V., Bosence, D. W.** (1998) Carbonate-siliciclastic sedimentation on a high-energy, ocean-facing, tropical ramp, NE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 149 (1), 55–71.
- Thorin, S., Radureau, A., Feunteun, E., Lefeuvre, J.-C.** (2001) Preliminary results on a high east–west gradient in the macrozoobenthic community structure of the macrotidal Mont Saint-Michel bay. *Continental Shelf Research*, 21 (18), 2167–2183.

- Thorson, G.** (1957) Bottom communities (sublittoral or shallow shelf). *Geological Society of America Memoirs*, 67, 461–534.
- Tomašových, A., Gallmetzer, I., Haselmair, A., Kaufman, D. S., Mavrič, B., Zuschin, M.** (2018) A decline in molluscan carbonate production driven by the loss of vegetated habitats encoded in the Holocene sedimentary record of the Gulf of Trieste. *Sedimentology*.
- Turner, I. L., Masselink, G.** (1998) Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103 (C13), 30813–30824.
- Val, J., Bádenas, B., Aurell, M.** (2018) Sedimentary architecture of a prograding oolitic-siliciclastic wedge : Response to changes in wave-base oscillation (Kimmeridgian, Iberian Basin). *Marine and Petroleum Geology*, 96, 113–127.
- Van Landeghem, K. J., Uehara, K., Wheeler, A. J., Mitchell, N. C., Scourse, J. D.** (2009) Post-glacial sediment dynamics in the Irish Sea and sediment wave morphology : Data–model comparisons. *Continental Shelf Research*, 29 (14), 1723–1736.
- Van Rijn, L.** (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications.
- Vousdoukas, M., Kirupakaramoorthy, T., Oumeraci, H., de la Torre, M., Wübbold, F., Wagner, B., Schimmels, S.** (2014) The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. *Coastal Engineering*, 83, 150–165.
- Warzeski, E. R., Cunningham, K. J., Ginsburg, R. N., Anderson, J. B., Ding, Z. D.** (1996) A Neogene mixed siliciclastic and carbonate foundation for the Quaternary carbonate shelf, Florida Keys. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (4), 788–800.
- Weill, P.** (2010) Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ. Thèse de doctorat, Université Caen Normandie, 282 p.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B.** (2013) Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain : Field data and wave flume experiment. *Sedimentology*, 60 (5), 1213–1230.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., Brun-Cottan, J.-C.** (2010) Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (14), 1642–1654.

- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., Norgeot, C.** (2012) Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) — Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279, 173–186.
- Wengrove, M. E., Foster, D. L.** (2014) Field evidence of the viscous sublayer in a tidally forced developing boundary layer. *Geophysical Research Letters*, 41 (14), 5084–5090.
- Westoby, M., Brasington, J., Glasser, N., Hambrey, M., Reynolds, J.** (2012) ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry : A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300–314.
- White, S. J.** (1970) The plane bed thresholds of movement of fine grained sediments under liquid flow. Phd Thesis, University of Southampton,.
- Wright, E. E., Hine, A. C., Goodbred, S. L., Locker, S. D.** (2005) The Effect of Sea-Level and Climate Change on the Development of a Mixed Siliciclastic-Carbonate, Deltaic Coastline : Suwannee River, Florida, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (4), 621–635.
- Wu, C.** (2013). Towards linear-time incremental structure from motion. In : International Conference on 3D Vision. Seattle, USA pp. 127–134.
- Yang, B. C., Dalrymple, R. W., Chun, S. S.** (2005) Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea : summer tidal flat - winter shoreface : Sedimentation on open-coast tidal flats. *Sedimentology*, 52 (2), 235–252.
- Zecchin, M., Catuneanu, O.** (2017) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves VI : Mixed siliciclastic-carbonate systems. *Marine and Petroleum Geology*, 88, 712–723.
- Zedel, L., Hay, A.** (2011). Turbulence measurements in a jet : Comparing the Vectrino and VectrinoII. In : Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM), 2011 IEEE/OES 10th. IEEE pp. 173–178.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G. P., Massaferrro, J. L., Schwarz, E., Spalletti, L.** (2015) Depositional controls on mixed carbonate-siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, 62 (7), 2009–2037.

- Zonneveld, J.-P., Gingras, M. K., Beatty, T. W., Bottjer, D. J., Chaplin, J. R., Greene, S. E., Martindale, R. C., Mata, S. A., McHugh, L. P., Pemberton, S. G., Schoengut, J. A. (2012). Mixed Siliciclastic/Carbonate Systems. In : Developments in Sedimentology. Vol. 64. Elsevier, pp. 807–833.
- Zuschin, M., Stachowitsch, M., Stanton, R. J. (2003) Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth-Science Reviews*, 63 (1-2), 33–82.

Annexes

Annexe A

Article publié dans *Sedimentology*

Cet article, intitulé « *Threshold of motion and settling velocities of mollusc shell debris : Influence of faunal composition* » a été publié en ligne dans *Sedimentology* en Septembre 2018. Il reprend les résultats présentés dans le Chapitre 2 de cette thèse.

Threshold of motion and settling velocities of mollusc shell debris: Influence of faunal composition

ALISSIA RIEUX , PIERRE WEILL , DOMINIQUE MOUAZE , CLEMENT POIRIER , FARID NECHENACHE, LAURENT PEREZ and BERNADETTE TESSIER 
Normandie Univ, UNICAEN, UNIROUEN, CNRS, M2C, 14000 Caen, France
(E-mail: alissia.rieux@unicaen.fr)

Associate Editor – Subhasish Dey

ABSTRACT

Bioclastic particles derived from mollusc shell debris can represent a significant fraction of sandy to gravelly sediments in temperate and cool-water regions with high carbonate productivity. Their reworking and subsequent transport and deposition by waves and currents is highly dependent on the shape and density of the particles. In this study, the hydrodynamic behaviour of shell debris produced by eight mollusc species is investigated for several grain sizes in terms of settling velocity (measurements in a settling tube) and threshold of motion under unidirectional current (flume experiments using an acoustic profiler). Consistent interspecific differences in settling velocity and critical bed shear stress are found, related to differences in shell density, shell structure imaged by scanning electron microscopy and grain shape. Drag coefficients are proposed for each mollusc species, based on an interpolation of settling velocity data. Depending on the shell species, the critical bed shear stress values obtained for bioclastic particles fall within or slightly below empirical envelopes established for siliciclastic particles, despite very low settling velocity values. The results suggest that settling velocity, often used to describe the entrainment of sediment particles through the equivalent diameter, is not a suitable parameter to predict the initiation of motion of shell debris. The influence of the flat shape of bioclastic particles on the initiation of motion under oscillatory flows and during bedload and saltation transport is yet to be elucidated.

Keywords Bioclastic sand, critical bed shear stress, flume experiments, scanning electron microscopy images (SEM), shell density, unidirectional flow.

INTRODUCTION

Understanding sediment hydrodynamic behaviour is necessary in order to refine interpretations of depositional environments in the fossil record, and to improve predictive numerical models for coastal zone evolution and management. The hydrodynamic behaviour of sediment particles is generally characterized experimentally by the measurement of two parameters: (i) the threshold of motion, which corresponds to the initiation of bed erosion; and (ii) the settling

velocity, which is somehow related to the behaviour of the moving particle in the flow. Numerous studies have investigated the entrainment threshold of sediment particles in flume experiments since the pioneering work of Shields (1936), dedicated to natural sands and gravels, quartz grains, heavy minerals, glass beads or plastic particles. Reviews of these data can be found in Miller *et al.* (1977), Paphitis (2001) and Simões (2014). These studies led to the establishment of empirical Shields-type curves relating the dimensionless threshold shear stress of a

particle to a dimensionless form of its diameter (grain Reynolds number). Significant dispersion of data around the empirical curves led these authors to propose threshold envelopes rather than threshold curves (Paphitis, 2001) to account for the irregular shape of natural particles, for uncertainties in the definition of the threshold of motion, or for the stochastic nature of turbulence and erosion processes. In contrast to siliciclastic sediment, few studies have investigated the entrainment conditions of bioclastic particles. Such studies are of great importance because carbonate sediments often prevail in tropical and temperate coastal regions, both in modern and fossil environments, and because bioclastic particles show a large diversity of shapes compared to the sub-rounded particles found in most detrital sands. Experiments by Prager *et al.* (1996) showed that critical shear stress values of biogenic sands derived from reef environments are smaller than those of classic quartz sand owing to particle shape and density. Smith & Cheung (2004) found that thresholds of motion of coral sands lie above the Shields curve for hydraulically smooth flow, and below it for hydraulically rough flows. Compared to the sieve diameter, the equivalent particle diameter, derived from the particle settling velocity, appears to be a relevant parameter to describe more accurately the hydrodynamic behaviour of tropical to sub-tropical carbonate sediments (Kench & McLean, 1996; Smith & Cheung, 2004; Jorry *et al.*, 2006; Flemming, 2017). Cool-water carbonates have been far less studied than their warm water counterparts (James & Clarke, 1997). In these environments, bioclastic sediments are mainly composed of mollusc (bivalves and gastropods) skeletal remains (Kidwell, 2013), or are less frequently composed of coralline algae (Joshi *et al.*, 2014, 2017), bryozoans or crustaceans.

Paphitis *et al.* (2002) investigated the entrainment threshold of cockle and mussel shell debris with sieve sizes ranging between 0.3 mm and 0.8 mm. These authors showed that prediction of the entrainment threshold of such sediment is significantly improved when the movability number and the equivalent diameter are preferred to the Shields parameter and the sieve diameter. It also appeared that the two investigated species showed non-negligible differences in threshold of motion. For larger shell debris, Weill *et al.* (2010) suggested that the equivalent diameter is not the proper length-scale to consider the entrainment threshold. Indeed, the very flat shape of the bioclastic particles, resulting in low settling velocity

values, also promotes stability and armouring when arranged in a sediment bed.

Settling velocity is another essential parameter for understanding sediment hydrodynamic behaviour, because it strongly influences the transport, deposition and sorting of particles. Early studies involved glass spheres falling freely in a viscous fluid, and suggested empiric equations that relate the particle diameter to its free fall velocity (Stokes, 1851; Oseen, 1927; Rubey, 1933; Janke, 1965; Gibbs *et al.*, 1971; Van Rijn, 1993). Influence of particle shape on settling velocity was first investigated using artificial particles of various densities (McNown & Malaika, 1950; Komar & Reimers, 1978; Field *et al.*, 1997). Maiklem (1968) was the first to investigate the settling behaviour of bioclastic carbonate grains and showed that, while the particle shape mainly controls the settling trajectory, settling velocity is also dependent on the bulk density, the size and the angularity of the particle. Braithwaite (1973) performed a similar study on carbonate sand derived from reef environments and defined four fall regimes, including straight fall, spinning, spiral mode and unstable spiral mode. Settling behaviour of tropical biogenic sand was further investigated by Kench & McLean (1996). For cool-water carbonates, a more restricted number of studies was reported, including whole bivalve shells (Allen, 1984), shell fragments (Paphitis *et al.*, 2002; Weill *et al.*, 2010) and coralline algae (Joshi *et al.*, 2014). Additionally, settling velocity of fossil foraminifera was reported and used to interpret past depositional environments (Jorry *et al.*, 2006). Many studies used settling velocity to derive a better estimation of the grain size. Settling velocity may be used as an alternative to the particle sieve diameter, through the equivalent settling diameter. Indeed, apart from the size parameter, settling velocity integrates particle properties such as shape, roughness and density that are important in the overall hydrodynamic behaviour. This is especially true when particle shape differs strongly from a sphere, as with bioclastic particles. Differences of particle sizes derived from sieve and settling analyses have been investigated for different natural sands (Sengupta & Veenstra, 1968; Komar & Cui, 1984; Smith & Cheung, 2002, 2003) and used to re-interpret the energy of depositional environments (Kench & McLean, 1996, 1997; Flemming, 2017). Finally, some authors recommended the use of the equivalent settling diameter (or the settling velocity) to better predict the initiation

of motion of sediment particles (Collins & Rigler, 1982; Paphitis *et al.*, 2002). However, Weill *et al.* (2010) showed that settling diameter is not a suitable parameter to predict the threshold of motion of coarse bioclastic particles because fragments show a good resistance to the flow when structured in a bed, despite small settling velocities.

Communities of benthic molluscs and other carbonate-producing marine organisms can vary spatially at a regional scale, depending on the sediment substrate, the food supply and the hydrodynamic conditions (Thorson, 1957; Holme, 1961; Beukema *et al.*, 1983; Thorin *et al.*, 2001). Modern assemblages are subjected to change in time as a consequence of climate fluctuations as well as anthropogenic activities (Hewitt *et al.*, 2016). The development of shell-fish farming and the introduction of non-indigenous species can cause drastic changes in the local benthic communities (Halpern *et al.*, 2008). Spatio-temporal variability in diversity and structure of mollusc communities, in which species have different shell structure and composition, should therefore have an effect on the composition of mixed silici-bioclastic sediments, and thus on the hydraulic behaviour of biogenic particles produced by these living organisms.

The aim of this study is to investigate whether bioclastic particles produced by different mollusc species show significant differences in terms of settling velocity and threshold of motion. Whole shells from eight molluscs representative of temperate coastal regions were sampled in Mont-Saint-Michel Bay (France), crushed and sieved into size fractions. Settling velocities were determined in a settling tube and entrainment thresholds were measured in a current flume. Settling experiments are reported in terms of settling velocity and drag coefficient for the different mollusc species and the different sieve sizes. The entrainment thresholds measured are compared with existing threshold curves, and a discussion on the relationships between settling velocity and critical shear stress is initiated.

METHODOLOGY

Sediment sampling and analysis

The sedimentary material investigated in this study consists of mono-specific and mono-size bioclastic sand. Whole shells were collected on the

southern coast of Mont-Saint-Michel Bay (Brittany, France) which is bordered by coarse, shelly chenier ridges (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004; Weill *et al.*, 2012, 2013). Eight species of mollusc representative of the faunal composition of the area (Thorin *et al.*, 2001) were selected (Table 1; Fig. 1), including five wild (*Cerastoderma edule*, *Scrobicularia plana*, *Anomia ephippium*, *Ostrea edulis* and *Ruditapes philippinarum*), two reared (*Magallana gigas* and *Mytilus edulis*) and one non-indigenous species (*Crepidula fornicata*).

Shells were sorted, washed with tap water, oven-dried at 40°C, and broken with a hammer. Fragments were sieved into seven individual size fractions in a vibrating column for settling experiments; size fractions included: 0.63 to 1.0 mm; 1.0 to 2.0 mm; 2.0 to 3.0 mm; 3.0 to

Table 1. Common and Latin names of mollusc species used in this study, shell mineralogy and average shell density determined with a pycnometer.

Latin name	Common name	Shell mineralogy	Average density (kg m ⁻³) ρ_s
<i>Crepidula fornicata</i>	Slipper limpet	Aragonite	2800 ± 28.6
<i>Scrobicularia plana</i>	Peppery furrow shell	Aragonite	2781 ± 35.0
<i>Cerastoderma edule</i>	Cockle	Aragonite	2771 ± 31.1
<i>Ruditapes sp</i>	Manila clam	Aragonite	2754 ± 30.8
<i>Mytilus edulis</i>	Mussel	Calcite/ aragonite	2663 ± 37.4
<i>Anomia ephippium</i>	Saddle oyster	Calcite	2629 ± 68.8
<i>Magallana gigas</i>	Japanese oyster	Calcite	2081 ± 29.8
<i>Ostrea edulis</i>	Flat oyster	Calcite	2013 ± 33.4

Average density is measured on dry debris. In the case of oysters made of chalky calcite interstratified with foliated calcite, reported data are mean density values measured regardless of the type of calcite. Density values of each type of calcite structure were measured independently. Because values between oyster species are similar, mean values per calcite structure are reported; foliated calcite: 2478 ± 58.8 kg m⁻³, chalky calcite: 710 ± 22.9 kg m⁻³. Gender names, corresponding to the first word of Latin names, are used throughout the article.

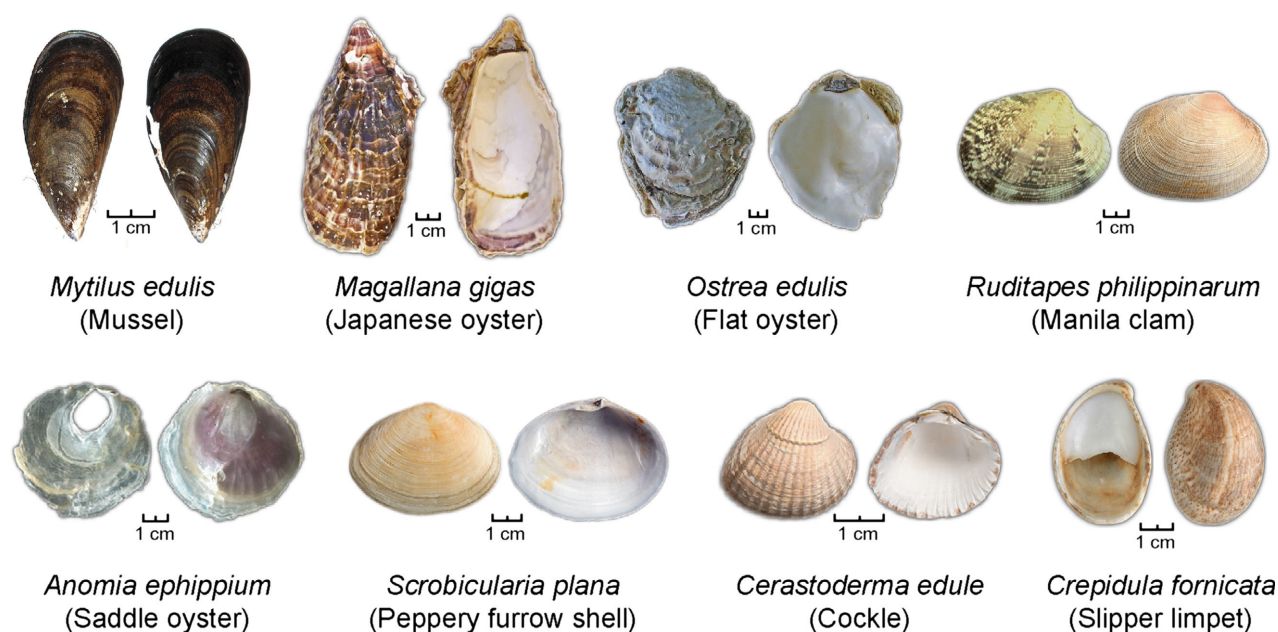


Fig. 1. Photographs of the eight mollusc species used for the experiments, collected on a shelly beach ridge (Mont-Saint-Michel Bay, France).

4.0 mm; 4.0 to 6.30 mm; and more than 6.30 mm. Five individual size fractions were used for threshold experiments, and included: 0.63 to 0.8 mm; 0.8 to 1.25 mm; 1.25 to 2 mm; 2 to 3.15 mm; and 3.15 to 5 mm. Mean diameter corresponding to the average of the sieve bounds is used in calculations. In the following, a sediment sample has been defined as the combination of a given grain-size class and a mollusc species. Hammered particles were observed by the naked eye and under a binocular microscope, and compared with natural shell debris of the same size and species collected in the field (Fig. 2). No significant differences were found in terms of particle shape, except that the edges of artificial debris were sharper than the natural particles. The hammering process was obviously very different from the natural processes of shell fragmentation by abrasion or predation (Driscoll, 1967; Cadée, 1994; Zuschin *et al.*, 2003; Newell *et al.*, 2007; Gorzelak *et al.*, 2013) but it was found to be the most efficient and fast process to obtain sufficient quantities of material. Visual observations were reported on the behaviour of the shells during the fragmentation process (mechanical resistance, delamination, shape and size of debris).

For each sample, the density of dry bioclastic particles was measured five times using a 100 ml pycnometer (from BYK–Gardner GmbH, Geretsried,

Germany) filled with freshwater at 20°C. Finally, electron micrographs of shell debris were acquired for each species using a Zeiss EVO 40 EP scanning electron microscope (SEM; Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany) focusing on particle edges to observe internal shell structures.

Determination of settling velocities

Settling velocities (w_s) of individual bioclastic particles were measured in a settling tube for each species and sieve size based on the experimental procedure described in Weill *et al.* (2010). The tube was 2.0 m in length and 0.20 m in width. A Nikon D700 camera with a Speedlight SB-24 flash (Nikon Corporation, Tokyo, Japan) was placed at the middle of the column to take stroboscopic photographs. Debris was deposited by hand on the top of the water column, without an initial velocity. When the studied particle reached its steady state velocity, a photograph was taken by the camera for 2 sec (exposure time) under a 5 Hz stroboscopic lighting. Settling velocities were determined from analysis of the photograph, which displayed seven successive pictures of the particle, separated by a 0.2 sec time lag. For each size/species combination, w_s of 20 to 40 particles were measured. To avoid border effects, only particles

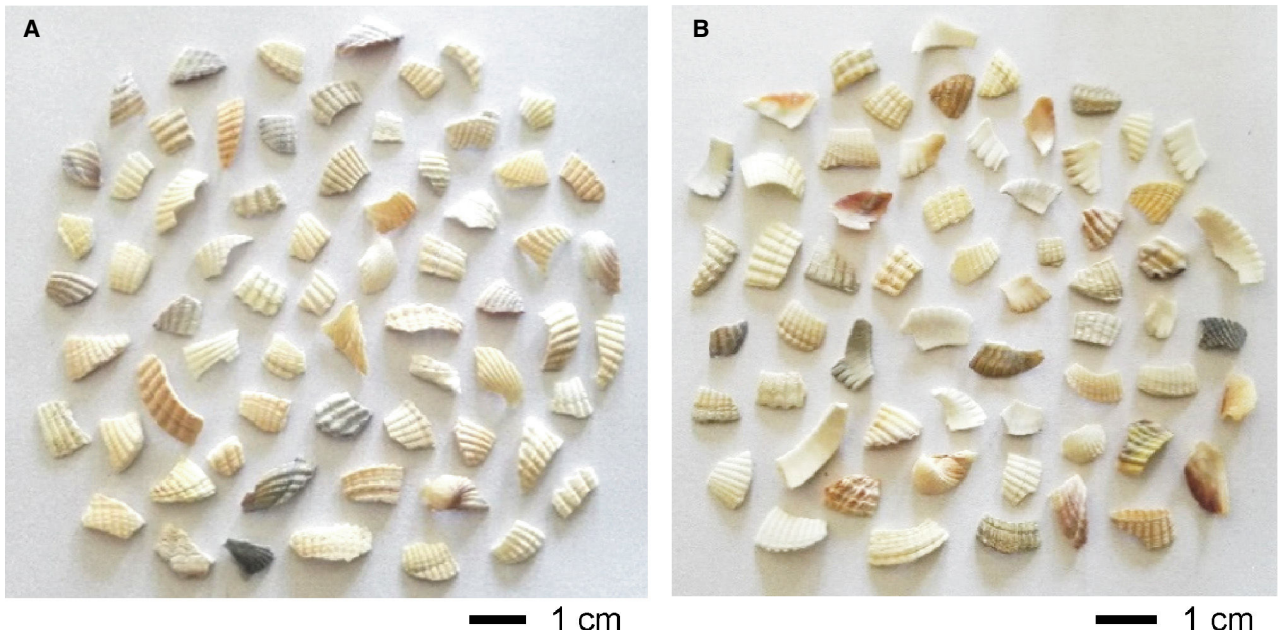


Fig. 2. (A) Photographs of *Cerastoderma* debris obtained after manual hammering of adult shells, compared with (B) natural debris sampled in the field. Note the similar shapes, suggesting that production of shell debris is unbiased by hammering.

falling in the centre of the tube were taken into account. The global error consists of the addition of two terms, one in space and one in time. The error in space reaches 2.5% and the one in time (stroboscopic flash) is given at 2.0% for the worst cases, which makes a global error of about 4.5% on w_s values.

The equation of Van Rijn (1993) was used to fit data (Eq. 1) and to determine the drag coefficient (C_D):

$$W_s = \left[\frac{4(\rho_s - 1)gD_{\text{sieve}}}{3C_D} \right]^{0.5} \quad (1)$$

where ρ_s is the sediment density, g is the acceleration of gravity and D_{sieve} is the particle sieve diameter. Settling velocities of glass beads have been measured to check the consistency of the experimental procedure. The drag coefficient obtained ($C_D = 0.45 \pm 0.02$) is in agreement with empirical values.

Determination of threshold of motion

Flume setup and sediment bed disposal

Threshold experiments were performed in a steady-flow, unidirectional-current flume (Fig. 3) filled with freshwater. The test section consisted of a 2.0 m long, 0.1 m wide and 0.25 m deep

glass-sided channel. Water was supplied by a circulation system with a recycling tank and a centrifugal pump with a maximum capacity of $53 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Turbulence at the inflow was dissipated with alveolar foam and a honeycomb flow straightener, preceding a trumpet-shaped convergent inlet. Flow depth was controlled at the downstream end of the flume with a gate evenly drilled with holes, to ensure a more homogeneous velocity distribution across the water column than there would be with a simple overspill. Gates of different hydraulic head losses were used to change the range of flow velocity. Fine tuning of flow velocity was achieved by adjusting the pump power.

Sediment samples were placed in the empty flume between two wedges to form a 1 m long and 2 cm thick sediment bed starting at 0.5 m from the converging entrance section. The flume was slowly filled with water up to a depth of 8 cm above the bed. The flow velocity was then progressively increased until the initiation of sediment motion. The velocity ramp was performed within a few minutes to prevent long exposures at pre-threshold velocity, which are likely to increase the bed resistance (Paphitis & Collins, 2005). Detection of the threshold of motion was performed visually following the Kramer (1935) medium stage definition: “[...]”

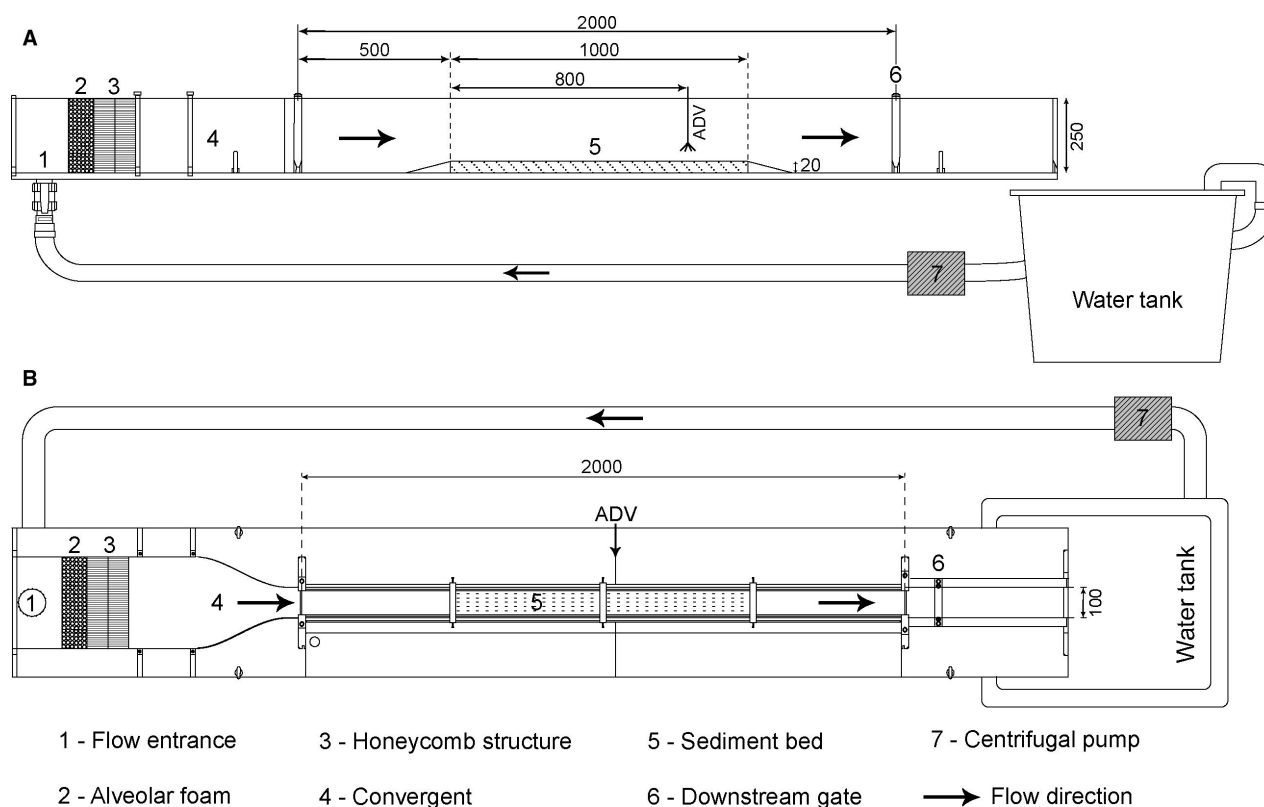


Fig. 3. (A) Cross-section and (B) plan view of the recirculating flume showing the position of the Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) Profiler (Vectrino Profiler) relative to the 2 cm thick sediment bed. All dimensions are in millimetres.

grains of mean diameter are in motion in numbers too large to be countable [...] movement is no longer local in character. It is not strong enough to affect bed configuration.”. Between each experiment, the sediment bed was entirely reworked and smoothed to recover the same initial conditions of a flat and unarmoured bed.

Threshold velocity measurements

Velocity profiles were acquired at threshold velocity to calculate the critical bed shear stress (τ_{0cr}) of the samples. For each sediment sample (defined by a grain size and a mollusc species combination), between seven and ten replicates were performed making a total of about 300 experiments. A larger number of replicates was performed when a larger dispersion of τ_{0cr} between replicates was observed. Two additional tests with fine quartz sand (Fontainebleau sand) sieved between 125 μm and 160 μm (median diameter 142.5 μm), and glass beads (median diameter 1.025 mm), were performed to check the consistency of the results obtained in the flume with empirical prediction curves.

Velocity profiles were collected using an acoustic doppler velocimeter profiler (ADVP; Nortek Vectrino Profiler; Nortek, Vangkroken, Norway), positioned 1.30 m downstream of the test section entrance and 0.8 m after the beginning of the sediment bed to ensure a fully developed boundary layer. Velocity profile recording time was set at 120 sec, based on mean flow velocity convergence tests. The ADVP records the three components of the flow velocity over a 35 mm range located between 40 mm and 75 mm from the emitter, with a maximum sampling frequency of 100 Hz and a vertical resolution of 1 mm (Craig *et al.*, 2011). The manufacturer accuracy of velocity measurements is $\pm 0.5\%$ of the measured value $\pm 1 \text{ mm sec}^{-1}$ (NortekAs). It appeared that the signal quality (signal to noise ratio – SNR, beam correlation and amplitude) significantly decreased away from the point of maximum beam correlation located at 50 mm from the emitter, following a roughly parabolic distribution, due to the probe geometry (decreasing overlap of individual beams). It introduced a bias with underestimated mean velocity values, up to 10% in the lower

10 mm of the profile (Macvicar *et al.*, 2014; Brand *et al.*, 2016). In a 10 mm range around the maximum beam correlation point (called the ‘sweet spot’), the signal quality was good and constant, and the mean velocity values showed no deviation when compared with other measurement techniques [standard acoustic doppler velocimeter (ADV) – Brand *et al.*, 2016; particle image velocimetry (PIV) – Ruonan *et al.*, 2016]. For this reason, in this study, 25 mm vertical velocity profiles were obtained in the boundary layer using five stacked profiles of 10 mm (in the sweet spot), with overlapping regions of about 5 mm (Fig. 4). Elevation of the velocity profiles above the bed was measured at 1 Hz by simple echo ranging interleaved with velocity measurement bursts. Velocity measurements close to the sediment–water interface were biased due to strong bottom echoes interfering with the emitted pulse. The extent of the interference region above the sediment–water interface depends on the bed material (roughness and porosity) and has been estimated between 3 mm and 5 mm (Rusello & Allard, 2012; Wengrove & Foster, 2014; Koca *et al.*, 2017). Measurements in this area were not considered in the interpretation. The ADV profiler was configured at its highest sampling rate (100 Hz) and spatial resolution (1 mm) to estimate the turbulent properties of the flow. Sampling rate has negligible influence on mean velocity, but affects the estimation of turbulent intensity (Ruonan *et al.*, 2016). The flow was seeded with hollow glass microspheres (SPHERICEL[®] 110P8; Potters Industries

LLC, Malvern, PA, USA) as recommended by Nortek; the ADVP manufacturer. Microspheres had a median size of 10 μm and a true density of 1.10 g cm^{-3} . Data were filtered at threshold values of 20 dB for the SNR and 80% for the beam correlation.

Velocity measurements acquired at threshold of motion showed hydraulically smooth to rough flows, depending on the grain size/species combination. The turbulent, logarithmic boundary layer was clearly observed, and extended between 1.5 cm and 2.5 cm above the bed, depending on the particle size (bed roughness) and flow velocity. Because the first millimetres above the sediment–water interface could not be surveyed with the ADVP (strong bottom acoustic reflection), no velocity measurements were taken in the viscous sub-layer at low Reynolds number. Thus, all bottom shear velocity (u_*) estimations were undertaken using the law of the wall in the logarithmic layer. It is important to note that $\tau_{0\text{cr}}$ derived from the log layer in hydraulically smooth to transitional flows may not be representative of the real velocity gradients at the sediment–water interface. Weill *et al.* (2010) reported precise velocity measurements in the boundary layer on similar material (bioclastic sand) using laser doppler velocimetry (LDV), including in the viscous sub-layer. The results showed that $\tau_{0\text{cr}}$ calculated from velocity gradient in the viscous sub-layer in hydraulically smooth to transitional flows were around half of the values calculated from the law of the wall in the turbulent logarithmic layer.

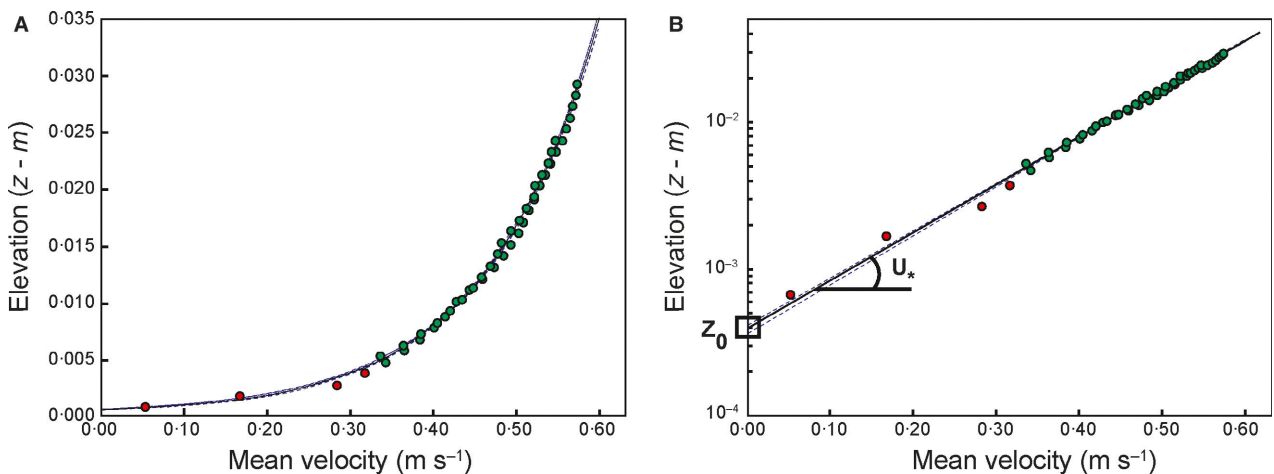


Fig. 4. Example of velocity profile data obtained with the Vectrino Profiler and the regression in the logarithmic layer with confidence intervals at two standard deviations. The profile shows the mean velocity as a function of the elevation above the bed. (A) Linear vertical scale. (B) Logarithmic vertical scale with the determination of the zero level velocity (z_0) as the intercept of the log layer with the elevation axis, and the critical shear velocity (u_*) as the slope of the log layer. Green points represent values used in the regression analysis in the log layer.

Critical shear stress calculation

Critical bed shear stress can be derived from turbulence characteristics in the boundary layer (Reynolds stress and turbulent kinetic energy) or from a time-averaged velocity profile. The estimations of bottom shear stress between these techniques can show important differences of up to 40% (Biron *et al.*, 2004). In this study, critical bed shear stress values were derived from mean velocity profiles in the boundary layer, by using the law of the wall technique, for two reasons: (i) mean velocity measurements are not sensitive to the sampling frequency of the Vectrino Profiler, and less sensitive to noise and signal decorrelation along the profile, compared to turbulence estimation based on velocity deviation; and (ii) most studies on bioclastic sediment (Paphitis *et al.*, 2002; Weill *et al.*, 2010; Joshi *et al.*, 2017) report bed shear stress derived from law of the wall regression on mean velocity profiles, and the same method should be applied in order to compare the results of this study.

The structure of the boundary layer depends on the hydraulic regime of the flow given by the grain Reynolds number:

$$Re_* = \frac{u_* D_{sieve}}{\nu} \quad (2)$$

where ν is the coefficient of kinematic viscosity of water.

Boundary layers in hydraulically smooth flows ($Re_* \leq 5$) are composed of a millimetric viscous sub-layer close to the sediment–water interface (linear velocity profile), followed by a centimetric turbulent layer defined by a logarithmic velocity profile. When $5 \leq Re_* \leq 70$, the flow is said to be transitional. The viscous sub-layer is thinner and intermittently dislocated by turbulent bursts, because the roughness height of the bed becomes of the same order of magnitude as the viscous sub-layer height. For hydraulically rough flows ($Re_* \geq 70$), the viscous sub-layer no longer subsists and the turbulent log-layer holds down to the sediment–water interface. The general formulation of the turbulent log-layer, independent of the hydraulic regime of the flow, is referred to as the law of the wall:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (3)$$

where $u(z)$ is the streamwise mean velocity at the elevation z above the bed, κ is the von Kármán constant (*ca* 0.4) and z_0 is the distance

from the bed at which the velocity predicted by the law of the wall equals zero.

The value of u_* is calculated using a linear regression of u on $\ln(z)$ [graphically, u_* is the slope of $u \ln(z)$; Fig. 4]; z_0 , defined as the null-velocity elevation, corresponds to the intercept of the log-layer with the z -axis (Fig. 4). Confidence intervals of the slope and intercept (two standard deviations) were computed to derive the statistical errors of the u_* and z_0 parameters (Wilkinson, 1983; Joshi *et al.*, 2017). Critical bed shear stress is derived from u_* :

$$\tau_{0cr} = \rho u_*^2 \quad (4)$$

where ρ is the mass density of water.

Bottom roughness influences the velocity distribution above the bed because eddies are generated by the particles protruding above the mean bed level. Nikuradse (1933) showed that the length z_0 is related to the roughness of the bed surface, and introduced the concept of equivalent grain roughness (k_s), also called the Nikuradse equivalent roughness length. For hydraulically rough flows (Van Rijn, 1993):

$$k_s = 30 z_0 \quad (5)$$

For hydraulically transitional flows (Van Rijn, 1993):

$$k_s = 30 \left[z_0 - 0.11 \frac{\nu}{u_*} \right] \quad (6)$$

k_s is an important parameter used in sediment transport models, and values obtained from a mono-specific shell debris bed are reported in this study (Table 2).

In order to compare the entrainment threshold of bioclastic particles to sediments of different densities or shapes, τ_{0cr} (or u_*) can be expressed in terms of non-dimensional parameters, such as the Shields entrainment function (θ) and the movability number (Mn). θ shows the ratio of the fluid force acting on a particle to the immersed weight of the particle:

$$\theta = \frac{\tau_{0cr}}{(\rho_s - \rho)gD_{sieve}} \quad (7)$$

However, this parameter does not take into account the shape of the particle, which has a direct influence on the flow drag around the grain, and thus on the grain resistance to the flow. The movability number (Mn; Liu, 1957;

Table 2. Experimental parameters at the entrainment threshold.

Species	Sieve diameter (mm) D_{sieve}	Critical shear velocity (m s ⁻¹) u^*	Grain Reynolds number Re^*	Equivalent roughness length (m) k_s	Mean critical shear stress (N m ⁻²) τ_0	Settling velocity (m s ⁻¹) W_s	Shields entrainment function θ	Movability number Mn
<i>Crepidula</i>	0.715	1.31×10^{-2}	9.3	—	1.74×10^{-1}	8.43×10^{-2}	1.38×10^{-2}	1.55×10^{-1}
	1.025	1.80×10^{-2}	18.5	6.86×10^{-4}	3.25×10^{-1}	9.41×10^{-2}	1.79×10^{-2}	1.92×10^{-1}
	1.625	2.71×10^{-2}	44.1	1.47×10^{-3}	7.45×10^{-1}	1.08×10^{-1}	2.59×10^{-2}	2.50×10^{-1}
	2.575	3.68×10^{-2}	94.8	4.08×10^{-3}	1.42	1.25×10^{-1}	3.13×10^{-2}	2.95×10^{-1}
	4.075	4.41×10^{-2}	179.8	5.82×10^{-3}	1.99	1.43×10^{-1}	2.76×10^{-2}	3.08×10^{-1}
<i>Scrobicularia</i>	0.715	1.42×10^{-2}	10.1	—	2.05×10^{-1}	8.35×10^{-2}	1.64×10^{-2}	1.70×10^{-1}
	1.025	1.82×10^{-2}	18.6	4.93×10^{-4}	3.33×10^{-1}	8.74×10^{-2}	1.86×10^{-2}	2.08×10^{-1}
	1.625	2.83×10^{-2}	46.0	1.49×10^{-3}	8.08×10^{-1}	9.26×10^{-2}	2.84×10^{-2}	3.06×10^{-1}
	2.575	3.75×10^{-2}	96.7	3.46×10^{-3}	1.45	9.81×10^{-2}	3.22×10^{-2}	3.82×10^{-1}
	4.075	4.36×10^{-2}	177.6	8.22×10^{-3}	1.99	1.04×10^{-1}	2.79×10^{-2}	4.19×10^{-1}
<i>Cerastoderma</i>	0.715	1.46×10^{-2}	10.4	4.83×10^{-4}	2.14×10^{-1}	8.74×10^{-2}	1.72×10^{-2}	1.67×10^{-1}
	1.025	2.03×10^{-2}	20.8	2.61×10^{-4}	4.14×10^{-1}	9.31×10^{-2}	2.32×10^{-2}	2.18×10^{-1}
	1.625	2.95×10^{-2}	47.9	1.74×10^{-3}	8.77×10^{-1}	1.01×10^{-1}	3.10×10^{-2}	2.92×10^{-1}
	2.575	4.37×10^{-2}	112.4	3.03×10^{-3}	1.98	1.10×10^{-1}	4.41×10^{-2}	3.98×10^{-1}
	4.075	4.99×10^{-2}	203.2	1.12×10^{-2}	2.64	1.19×10^{-1}	3.73×10^{-2}	4.19×10^{-1}
<i>Ruditapes</i>	0.715	1.20×10^{-2}	8.6	—	1.47×10^{-1}	9.06×10^{-2}	1.20×10^{-2}	1.33×10^{-1}
	1.025	1.83×10^{-2}	18.8	6.69×10^{-4}	3.37×10^{-1}	1.00×10^{-1}	1.91×10^{-2}	1.83×10^{-1}
	1.625	2.97×10^{-2}	48.3	9.58×10^{-4}	9.05×10^{-1}	1.14×10^{-1}	3.24×10^{-2}	2.60×10^{-1}
	2.575	4.45×10^{-2}	114.5	3.42×10^{-3}	2.02	1.30×10^{-1}	4.56×10^{-2}	3.42×10^{-1}
	4.075	5.04×10^{-2}	205.5	8.78×10^{-3}	2.60	1.48×10^{-1}	3.70×10^{-2}	3.41×10^{-1}
<i>Mytilus</i>	0.715	1.25×10^{-2}	9.0	4.75×10^{-4}	1.59×10^{-1}	5.98×10^{-2}	1.36×10^{-2}	2.10×10^{-1}
	1.025	1.29×10^{-2}	13.3	—	1.69×10^{-1}	6.52×10^{-2}	1.01×10^{-2}	1.98×10^{-1}
	1.625	2.24×10^{-2}	36.3	6.98×10^{-4}	5.06×10^{-1}	7.29×10^{-2}	1.91×10^{-2}	3.07×10^{-1}
	2.575	3.50×10^{-2}	90.2	3.39×10^{-3}	1.25	8.14×10^{-2}	2.97×10^{-2}	4.30×10^{-1}
	4.075	5.00×10^{-2}	203.8	6.56×10^{-3}	2.54	9.09×10^{-2}	3.82×10^{-2}	5.50×10^{-1}
<i>Anomia</i>	0.715	7.19×10^{-3}	5.1	—	5.36×10^{-2}	2.33×10^{-2}	4.68×10^{-3}	3.09×10^{-1}
	1.025	1.18×10^{-2}	12.1	1.63×10^{-3}	1.40×10^{-1}	2.77×10^{-2}	8.56×10^{-3}	4.26×10^{-1}
	1.625	1.48×10^{-2}	24.0	1.62×10^{-3}	2.22×10^{-1}	3.47×10^{-2}	8.55×10^{-3}	4.26×10^{-1}
	2.575	1.95×10^{-2}	50.2	2.82×10^{-3}	3.82×10^{-1}	4.34×10^{-2}	9.27×10^{-3}	4.48×10^{-1}
	4.075	3.25×10^{-2}	133.4	8.62×10^{-3}	1.06	5.43×10^{-2}	1.62×10^{-2}	5.98×10^{-1}
<i>Magallana</i> (threshold 1)	0.715	6.43×10^{-3}	4.6	—	4.29×10^{-2}	3.84×10^{-2}	5.65×10^{-3}	1.67×10^{-1}
	1.025	8.11×10^{-3}	8.3	—	6.72×10^{-2}	4.48×10^{-2}	6.17×10^{-3}	1.81×10^{-1}
	1.625	1.50×10^{-2}	24.5	9.56×10^{-4}	2.28×10^{-1}	5.45×10^{-2}	1.32×10^{-2}	2.76×10^{-1}
	2.575	2.38×10^{-2}	61.2	3.02×10^{-3}	5.67×10^{-1}	6.63×10^{-2}	2.07×10^{-2}	3.59×10^{-1}
	4.075	3.45×10^{-2}	140.5	4.81×10^{-3}	1.20	8.06×10^{-2}	2.78×10^{-2}	4.28×10^{-1}
<i>Magallana</i> (threshold 2)	0.715	1.45×10^{-2}	10.4	5.80×10^{-4}	2.13×10^{-1}	3.84×10^{-2}	2.05×10^{-2}	3.78×10^{-1}
	1.025	1.68×10^{-2}	17.2	9.77×10^{-4}	2.84×10^{-1}	4.48×10^{-2}	1.91×10^{-2}	3.76×10^{-1}
	1.625	2.62×10^{-2}	42.5	1.88×10^{-3}	6.86×10^{-1}	5.45×10^{-2}	2.91×10^{-2}	4.81×10^{-1}
	2.575	3.32×10^{-2}	85.4	5.05×10^{-3}	1.11	6.63×10^{-2}	2.96×10^{-2}	5.00×10^{-1}
	4.075	4.91×10^{-2}	199.9	1.28×10^{-2}	2.47	8.06×10^{-2}	4.18×10^{-2}	6.09×10^{-1}
<i>Ostrea</i> (threshold 1)	0.715	5.11×10^{-3}	3.6	—	2.74×10^{-2}	4.39×10^{-2}	3.85×10^{-3}	1.16×10^{-1}
	1.025	8.52×10^{-3}	8.7	6.29×10^{-4}	7.31×10^{-2}	4.94×10^{-2}	7.16×10^{-3}	1.73×10^{-1}
	1.625	1.27×10^{-2}	20.6	2.37×10^{-3}	1.68×10^{-1}	5.74×10^{-2}	1.04×10^{-2}	2.21×10^{-1}
	2.575	2.33×10^{-2}	59.9	6.28×10^{-3}	5.45×10^{-1}	6.66×10^{-2}	2.13×10^{-2}	3.49×10^{-1}
	4.075	3.68×10^{-2}	149.9	1.01×10^{-2}	1.37	7.73×10^{-2}	3.38×10^{-2}	4.75×10^{-1}
<i>Ostrea</i> (threshold 2)	0.715	1.19×10^{-2}	8.5	—	1.44×10^{-1}	4.39×10^{-2}	1.38×10^{-2}	2.72×10^{-1}
	1.025	1.55×10^{-2}	15.9	6.10×10^{-4}	2.43×10^{-1}	4.94×10^{-2}	1.63×10^{-2}	3.15×10^{-1}
	1.625	2.58×10^{-2}	41.9	4.06×10^{-3}	6.74×10^{-1}	5.74×10^{-2}	2.86×10^{-2}	4.49×10^{-1}
	2.575	3.28×10^{-2}	84.5	4.33×10^{-3}	1.08	6.66×10^{-2}	2.88×10^{-2}	4.93×10^{-1}
	4.075	4.76×10^{-2}	194.0	1.27×10^{-2}	2.34	7.73×10^{-2}	3.96×10^{-2}	6.16×10^{-1}

Komar & Clemens, 1986; Armitage & Rooseboom, 2010) accounts for the effects of diameter, density and shape factor with the simple parameter of w_s .

$$Mn = \frac{u_*}{w_s} \quad (8)$$

RESULTS

Particle characteristics

Shells of the eight studied molluscs strongly differ in terms of shape (Fig. 1) and internal structure, as observed during the breakage process, by density measurements (Table 1) or by inspection of the scanning electron photomicrographs (Fig. 5). *Crepidula*, *Cerastoderma* and *Ruditapes* shells are moderately to highly curved, thick and showed a high resistance to breakage; their density is high, above 2750 kg m^{-3} and the shell structure appears homogeneous in SEM images. *Scrobicularia* shells show a homogeneous structure and a high density (2781 kg m^{-3}) as well, but are platy, thin and subsequently more fragile. *Mytilus* have thin and curved shells of medium density (*ca* 2000 kg m^{-3}), *Anomia* have rather thin and platy shells with a density of 2629 kg m^{-3} . Shell structure consists of extremely thin foliated layers which, after hammering, produce thin and light flakey debris. Oyster shells can be flat (*Ostrea*) or highly curved (*Magallana*), with thicknesses ranging from one to several millimetres. They have an average density of about 2000 kg m^{-3} and display a characteristic structure made of foliated nacreous sheets interstratified with thicker layers of an apparently amorphous soft white mass, chalky in appearance and consistency. Attempts were made to measure the distinct specific gravity values of the two materials of the oyster shell, but density measurements of the chalky deposits were complex. Indeed, the oven-dried chalky mass showed a specific gravity lower than 1 (710 kg m^{-3}), while wet material was denser, with specific gravity increasing with increasing immersion time. This observation suggests that the chalky mass has a high porosity that results in saturation of the material when it is slowly immersed in water. Consequently, it was decided to immerse the oyster fragments in water for two weeks before measuring the specific gravity. A value of 1105 kg m^{-3} was obtained. However, there is no certainty

that the time of immersion was sufficient to fully saturate the chalky deposit, nor that this material is saturated with water in nature. The global specific gravity of the foliated nacreous sheets was obtained with a value of 2478 kg m^{-3} , but it may be higher because some chalky mass may remain in between sheets of calcite.

Settling velocities

Settling velocities values are listed in Table 2 and plotted as a function of D_{sieve} in Fig. 6. Settling velocity values for biogenic particles are clearly lower than reference spherical glass beads, and the difference increases with increasing D_{sieve} . Significant differences are observed between species, particularly for large grain sizes (Fig. 6). *Anomia* have the lowest w_s with a mean value of 0.066 m s^{-1} for the 6.3 mm size fraction, while for the same size range *Ruditapes* and *Crepidula* have the highest w_s with mean values of 0.20 m s^{-1} , i.e. they settle about three times faster than *Anomia*. Within these lower and upper bounds, *Cerastoderma*, *Scrobicularia*, *Mytilus*, *Ostrea* and *Magallana* have intermediate velocities (0.114 to 0.125 m s^{-1}). During the fall, particles displayed different trajectories, from vertical to strongly oscillating, depending on the shape, angularity and surface roughness of the grain (Maiklem, 1968). The fall trajectory influences directly the mean w_s measured, but the number of replicates for the same sample tends to smooth differences in settling path between particles: C_D obtained from w_s varies depending on the species (Table 3). *Anomia* have the largest coefficient, of about 30, while *Ruditapes* and *Crepidula* have the lowest with values of 3.5 and 4.0, respectively.

Threshold of motion

Critical bed shear stress values computed from Eq. 4 are listed in Table 2 and plotted in Fig. 7 for all species as a function of D_{sieve} . For each species, τ_{0cr} increases with D_{sieve} . Mean values as well as standard deviations calculated from the seven to ten replicates are reported. For comparison, a box (light blue) is also drawn with the lowest and highest values of the standard deviation envelopes of all species. Within each species class, τ_{0cr} and the disparity (standard deviation) of τ_{0cr} calculated from the replicates increases with D_{sieve} . This effect might be attributed to several factors: (i) the progression of the sieve sizes is logarithmic in scale, larger sieve fractions contain

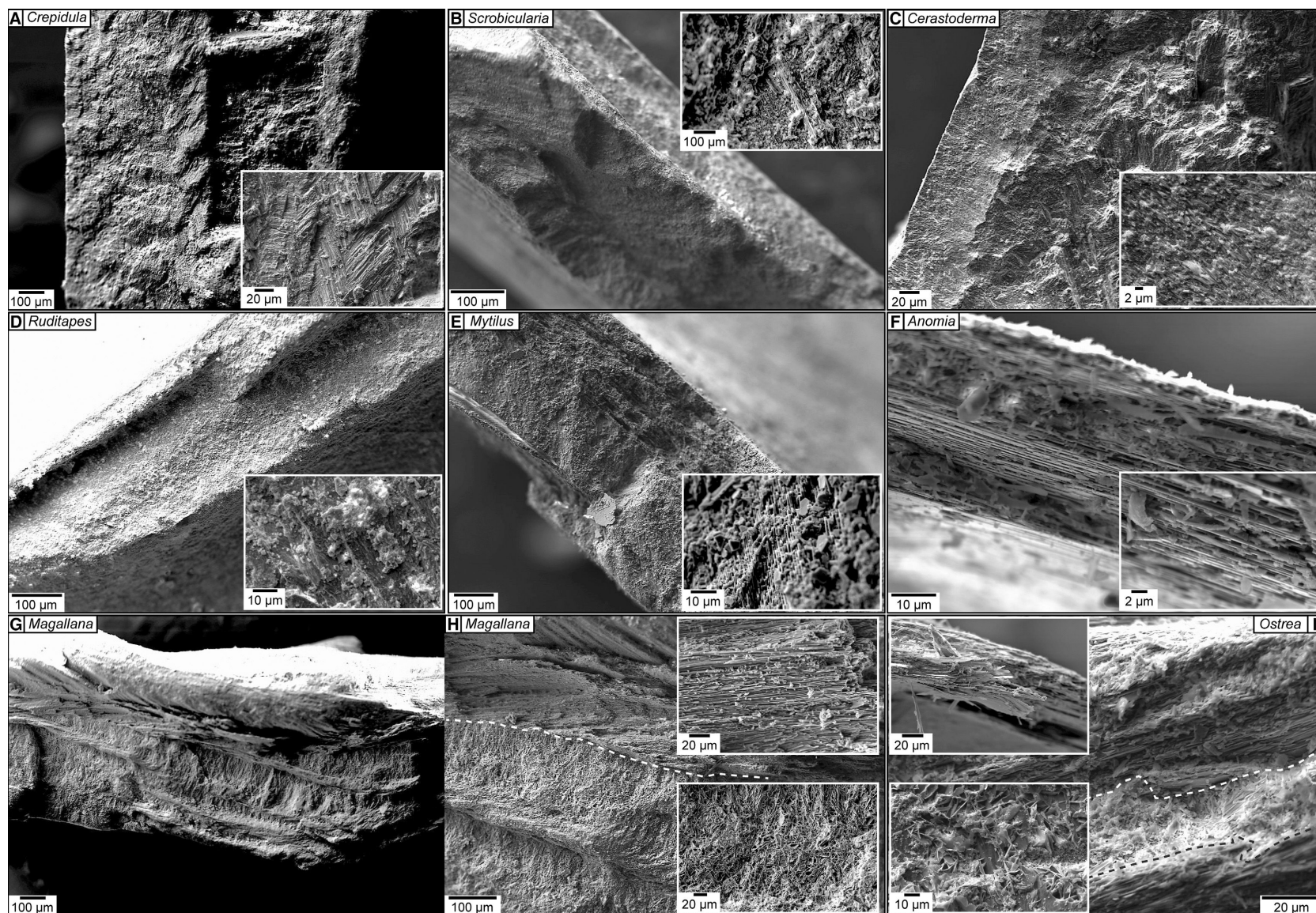


Fig. 5. Scanning electron microscopy (SEM) images of the internal structures of shell for each species. The images illustrate the differences between compact (*Crepidula*, *Cerastoderma*, *Ruditapes* and *Scrobicularia*), foliated (*Mytilus* and *Anomia*) or more complex (*Magallana* and *Ostrea*) structures.

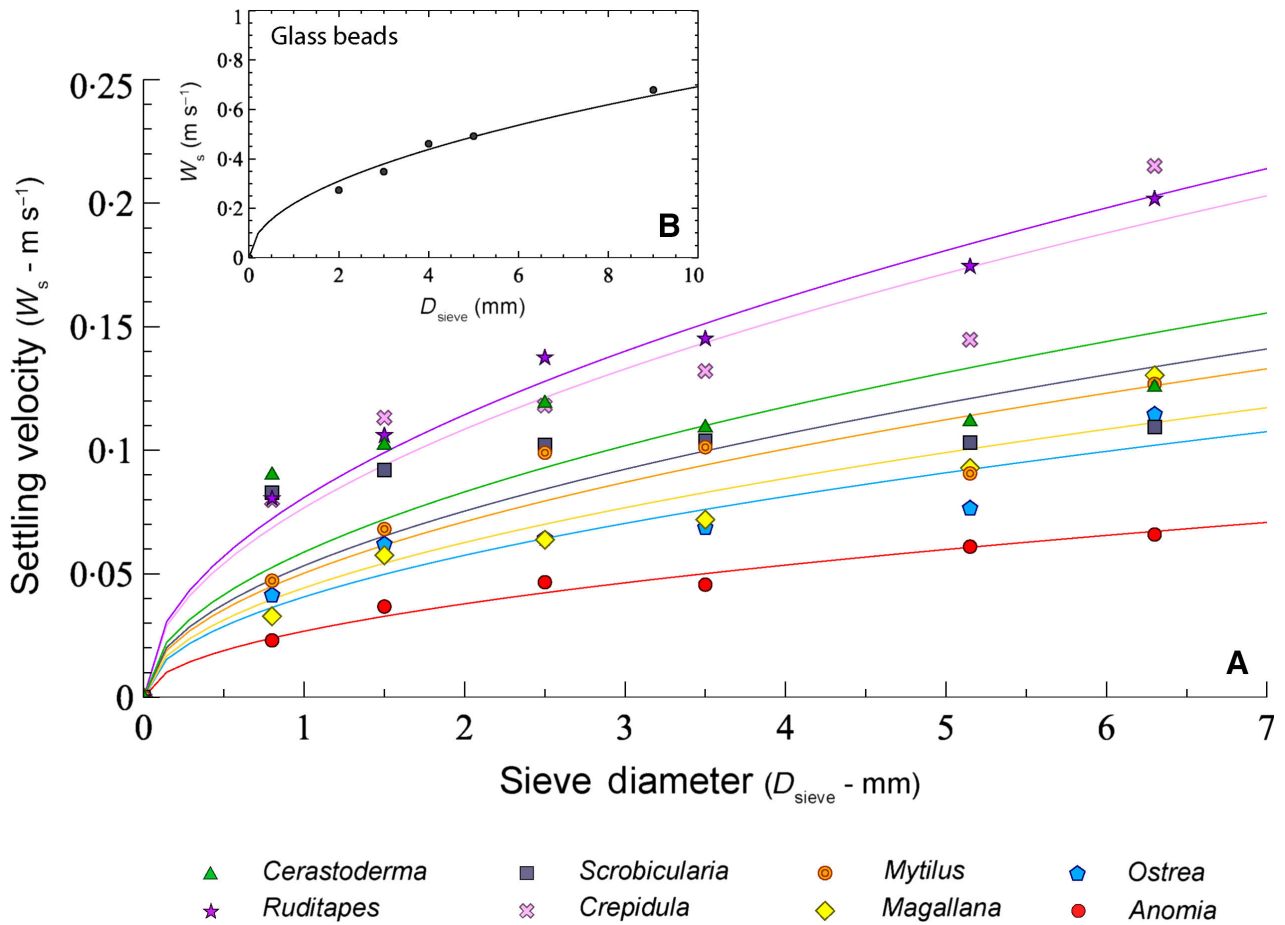


Fig. 6. (A) Settling velocity as a function of sieve diameter for each species. Coloured symbols correspond to the mean settling velocity measured in the settling tube. Coloured lines represent regression curves calculated using the Eq. 1. (B) Settling velocity as a function of sieve diameter for spherical glass beads.

a larger range of particle sizes; (ii) despite all care being taken during the preparation of the shell bed between replicates, some differences in particle arrangement, bed packing and roughness were observed; (iii) turbulence intensity in the flume increases with increasing discharge rates used to mobilize larger particles; turbulent bursts occurring randomly at variable flow velocities are likely to destabilize the bed and initiate motion; and (iv) the importance of the shape factor of the particles increases with increasing D_{sieve} ; flat particles can exhibit high resistance to the flow, but the bed can be quickly set in motion with saltation once a few particles are destabilized and offer their large projected surface to the flow.

Significant differences in threshold of motion are observed between species, which are exacerbated with increasing D_{sieve} . *Ruditapes* and *Cerastoderma* show the highest $\tau_{0\text{cr}}$ with mean values of $ca\ 2.6\ \text{N m}^{-2}$ for the 3.15 to 5.0 mm

size fraction. *Anomia* is the easiest species to mobilize with a mean $\tau_{0\text{cr}}$ of $1\ \text{N m}^{-2}$ for the 3.15 to 5.0 mm size fraction. For the same size fraction, *Crepidula* and *Scrobicularia* have intermediate $\tau_{0\text{cr}}$ with a mean value of $ca\ 2\ \text{N m}^{-2}$. The unique structure of oysters (*Ostrea* and *Magallana*), made of foliated sheets interstratified with amorphous chalky layers, led to the definition of two different thresholds of motion in this study. With a very low density, blocks of amorphous deposits were the first particles to be set in motion (threshold 1). Some particles rolled over the bed, while others were directly put into suspension, or even floated to the surface once detached from the bed. Foliated sheets showed a higher resistance to the flow (threshold 2). Differences in $\tau_{0\text{cr}}$ between amorphous and foliated layers derived from oyster shells can be in the order of a factor two. For the 2.0 to 3.15 mm sieve fraction, $\tau_{0\text{cr}}$ ranges from $0.54\ \text{N m}^{-2}$ for the

Table 3. Drag coefficient by species and coefficients a and b from Eq. 9 using regression on curves from Fig. 10.

Species	Drag coefficient C_D	Slope coefficient a	Power coefficient b
<i>Crepidula</i>	4.02 ± 0.43	2.2×10^4	4.7
<i>Scrobicularia</i>	8.22 ± 1.61	10^{11}	10.8
<i>Cerastoderma</i>	6.65 ± 1.30	2×10^8	8.4
<i>Ruditapes</i>	3.54 ± 0.15	3.5×10^5	6.0
<i>Mytilus</i>	8.56 ± 1.01	7×10^7	7.1
<i>Anomia</i>	29.8 ± 1.54	1.3×10^4	3.2
<i>Magallana</i> (threshold 2)	7.24 ± 0.77	1.8×10^5	4.7
<i>Magallana</i> (threshold 1)	–	2.5×10^4	3.7
<i>Ostrea</i> (threshold 2)	8.01 ± 0.91	6×10^7	6.9
<i>Ostrea</i> (threshold 1)	–	7.7×10^5	4.9

chalky material to 1.08 N m^{-2} for the foliated sheets.

Mean values of τ_{0cr} obtained for the eight species for different D_{sieve} are listed in Table 2 and plotted in Fig. 8. The data are compared to the empirical curve and envelope derived by Paphitis (2001) from a compilation of experiments on quartz sand. Values obtained in this study for a quartz sand sample (Fontainebleau sand; median diameter: $142.5 \mu\text{m}$), and glass beads (median diameter: 1.025 mm) are indicated as well; they are located on the lower limit of the envelope, validating the experimental setup and measurements.

Critical bed shear stress for *Cerastoderma*, *Ruditapes* and *Scrobicularia* fall within the empirical envelope for quartz sand for D_{sieve} larger than 1 mm . For D_{sieve} smaller than 1 mm , values are on the lower boundary of the envelope, or slightly lower. In detail, debris derived from *Cerastoderma* and *Ruditapes* shells has a slightly higher resistance to the flow, compared to *Scrobicularia*. Critical bed shear stress values for *Anomia* fragments are always below the envelope, the difference increasing with decreasing D_{sieve} . The nacreous foliated debris (threshold 2) of oysters (*Magallana* and *Ostrea*) behave like the first group of species (values within the envelope, close to *Scrobicularia*), while the chalky debris (threshold 1) show low τ_{0cr} , similar to *Anomia*. Debris derived from *Mytilus*

shells shows more variable results, with threshold values within the envelope for the largest D_{sieve} , and below the envelope for D_{sieve} under 2 mm . Non-dimensional representation of the τ_{0cr} can be found in the Shields diagram reported in the Supporting Information.

Equivalent roughness length

Values of k_s , calculated from Eqs 5 and 6 (depending on Re^*), and the dispersion of values, increase with D_{sieve} (Fig. 9). No clear influence of the species on k_s can be observed. Considering the mean values, k_s is in the range of 1 to $3 D_{sieve}$. Based on flume and field data compilation, Van Rijn (1993) shows that k_s is in the range of 1 to $10 D_{90}$, and more commonly between 2 and $3 D_{90}$ for non-moveable plane beds in a clear water flume. Weill *et al.* (2010) found the relation $k_s = 2.56 D_{sieve}$ with data acquired with sieved bioclastic sand. Here, the data correlation (k_s versus D_{sieve}) is in good agreement with the previous studies.

DISCUSSION

Bioclastic particles derived from the different mollusc species show non-negligible differences in specific gravity and shape, which can be partly explained by the structure of the shells and the mineralogical composition, as discussed in literature by Kennedy *et al.* (1969) and (Eyster, 1986). Among the studied species, shells made of aragonite (d ca 2.9 to 3.0) are the densest and more massive in structure, and include *Crepidula*, *Cerastoderma* and *Ruditapes*. *Scrobicularia* is composed of aragonite, but its thin and platy shells produce lighter debris. *Mytilus* shells are composed of aragonite and compact folia of calcite, and produce debris similar to that derived from *Scrobicularia*. *Anomia* shells are entirely composed of calcite (d ca 2.6 to 2.8) in thin sheets, producing extremely light mica-like flakes when broken. Oyster shells (*Ostrea* and *Magallana*) are also made of calcite but feature an interstratified structure specific to the *Ostreoidea* superfamily: Micro-crystalline irregular calcite (amorphous and chalky in appearance) of very low specific gravity is interlayered with foliated calcite sheets (Orton & Amirthalingam, 1927; Carter & Clark, 1985), creating more or less hollow chambers, which perform a role that has not been deciphered yet (Lee *et al.*, 2011; Dauphin *et al.*, 2013).

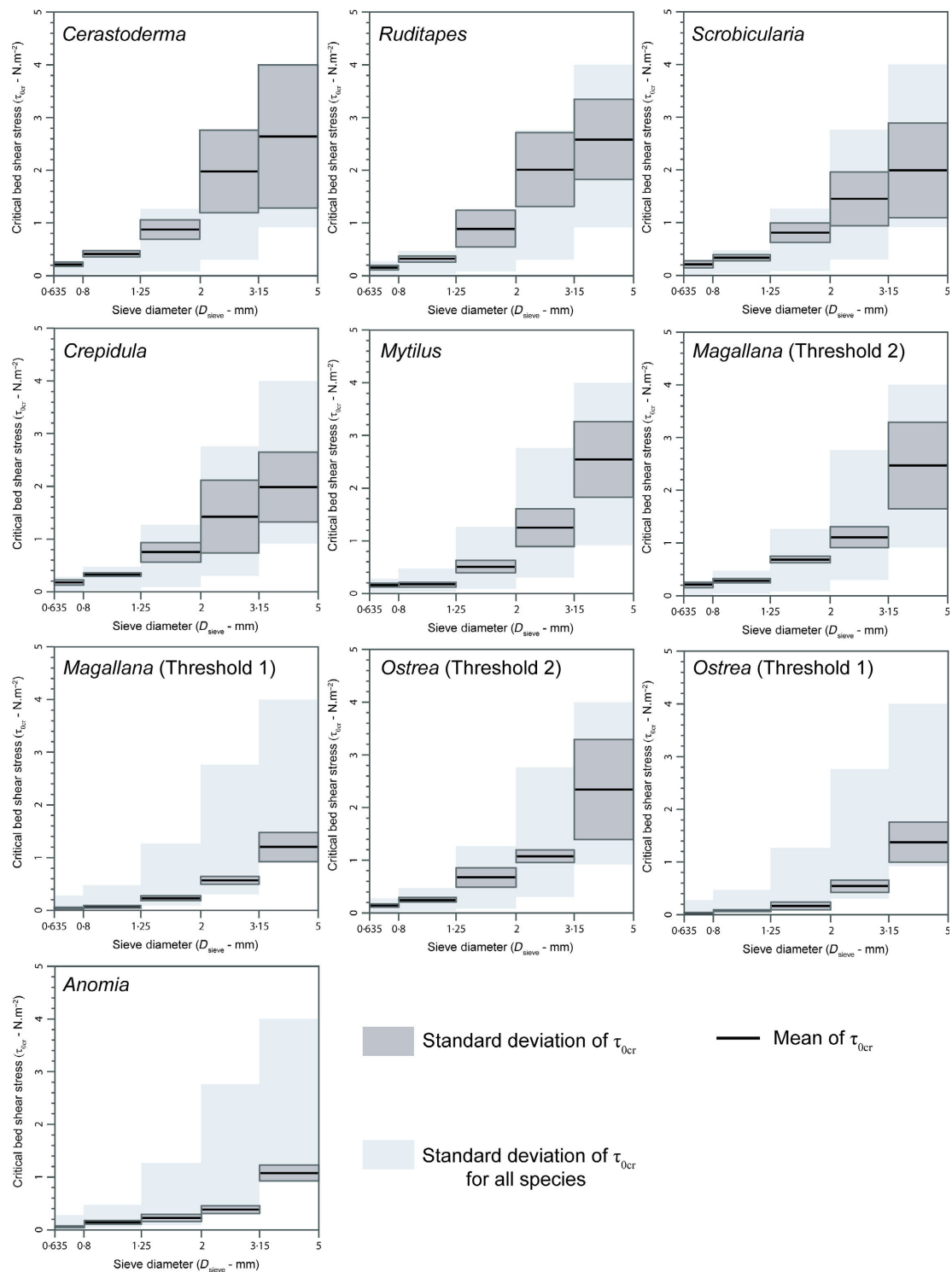


Fig. 7. Critical bottom shear stress as a function of sieve diameter for each species. The black line and the grey envelope are the mean and the standard deviation, respectively, of τ_{0cr} values obtained from several experiment replicates. The blue envelope represents the standard deviation of τ_{0cr} values of all species taken together.

All species, except oysters, have shells with a density >2.6 , close to that of calcite and aragonite. The lowest density of *Magallana* and

Ostrea shells is due to the presence of a very low density chalky calcite component. Oyster debris sampled from the field is essentially

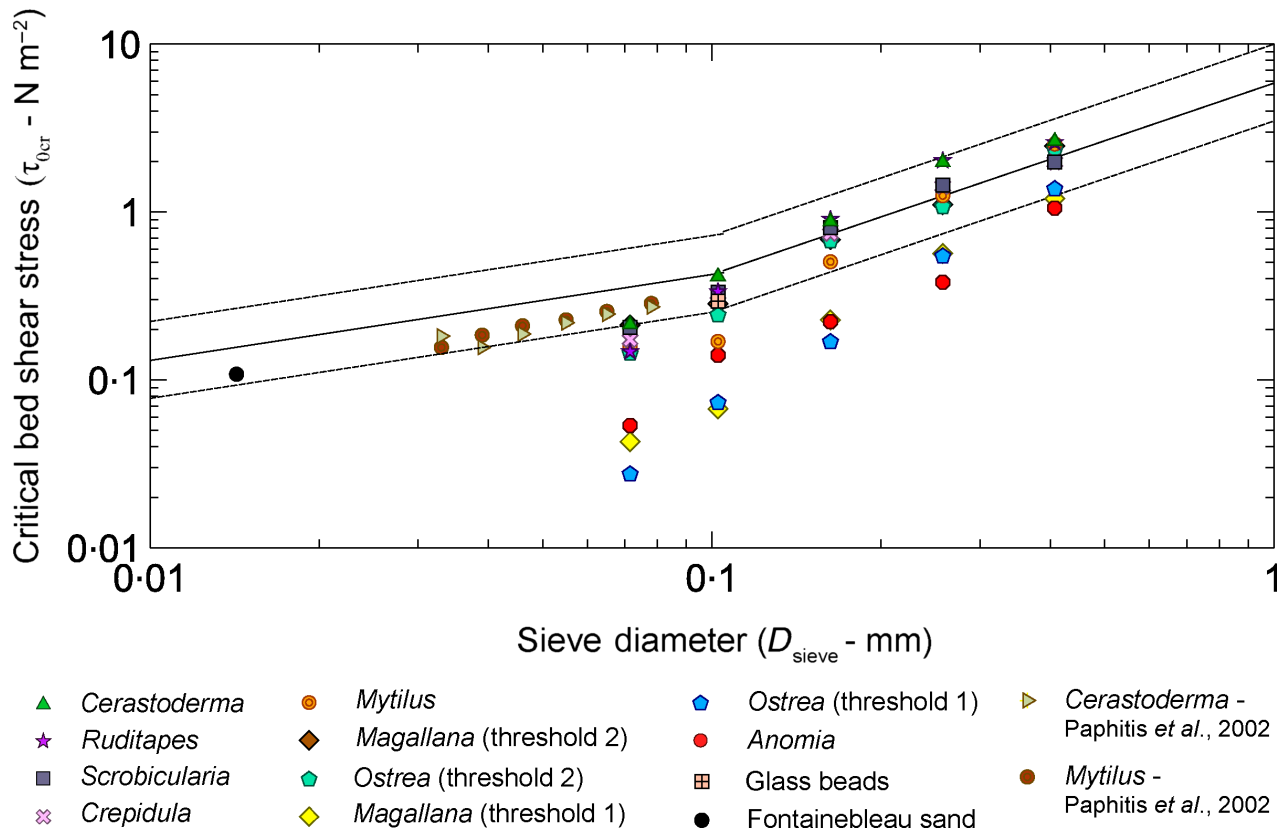


Fig. 8. Critical bottom shear stress as a function of the sieve diameter for each mollusc species, for well-sorted fine-grained quartz sand and for glass beads used for validation. The solid and dashed lines represent the empirical threshold curve and envelope, respectively, derived by Paphitis (2001) from a large amount of experimental data using well-sorted siliciclastic sands. Experimental data on *Cerastoderma* and *Mytilus* shell fragments from Paphitis *et al.* (2002) are reported as well.

made of foliated calcite. Chalky debris is rarely found, but can sometimes be attached to foliated sheets. This porous chalky matter is more likely to be prone to transport and erosion.

Settling velocities and critical bed shear stress measurements confirm the results obtained by Weill *et al.* (2010) on sieved samples of a natural mixture of mollusc shell debris. It also extends to other species the first results of Paphitis *et al.* (2002) on the comparison between *Mytilus* and *Cerastoderma* (Fig. 8). The interspecific differences of hydrodynamic behaviour can be attributed to some extent to differences of shell density and structure, because the same gradation between species is observed for w_s , τ_{0cr} and shell specific gravity. Debris derived from shell species with high density and a compact structure settles faster and is more resistant to flow. Debris derived from shell species with lower density and a foliated structure has lower w_s and τ_{0cr} . Compared to compact and dense debris, these particles are easier to move and should be transported longer

distances prior to sedimentation, explaining sorting processes in natural environments.

It appears that the interspecific differences of τ_{0cr} increases for smaller D_{sieve} , and two groups of species with distinctive behaviours can be identified (Fig. 8). Debris derived from species producing massive aragonitic shells (*Cerastoderma*, *Ruditapes*, *Scrobicularia* and *Crepidula*), as well as debris from the foliated calcite part of oyster shells have very similar τ_{0cr} , and quite accurately follow the threshold envelope determined from classic quartz sand. However, foliated calcite debris of oyster shells has slightly lower τ_{0cr} compared to debris from massive aragonite shells. Debris derived from foliated *Anomia* shells and from the chalky component of oyster shells (*Ostrea* and *Magallana*) present much smaller τ_{0cr} for small D_{sieve} , the difference with the first group decreasing with increasing D_{sieve} . The thickness of debris derived from massive species corresponds roughly to the thickness of the shell. The breakage process favours a reduction of the

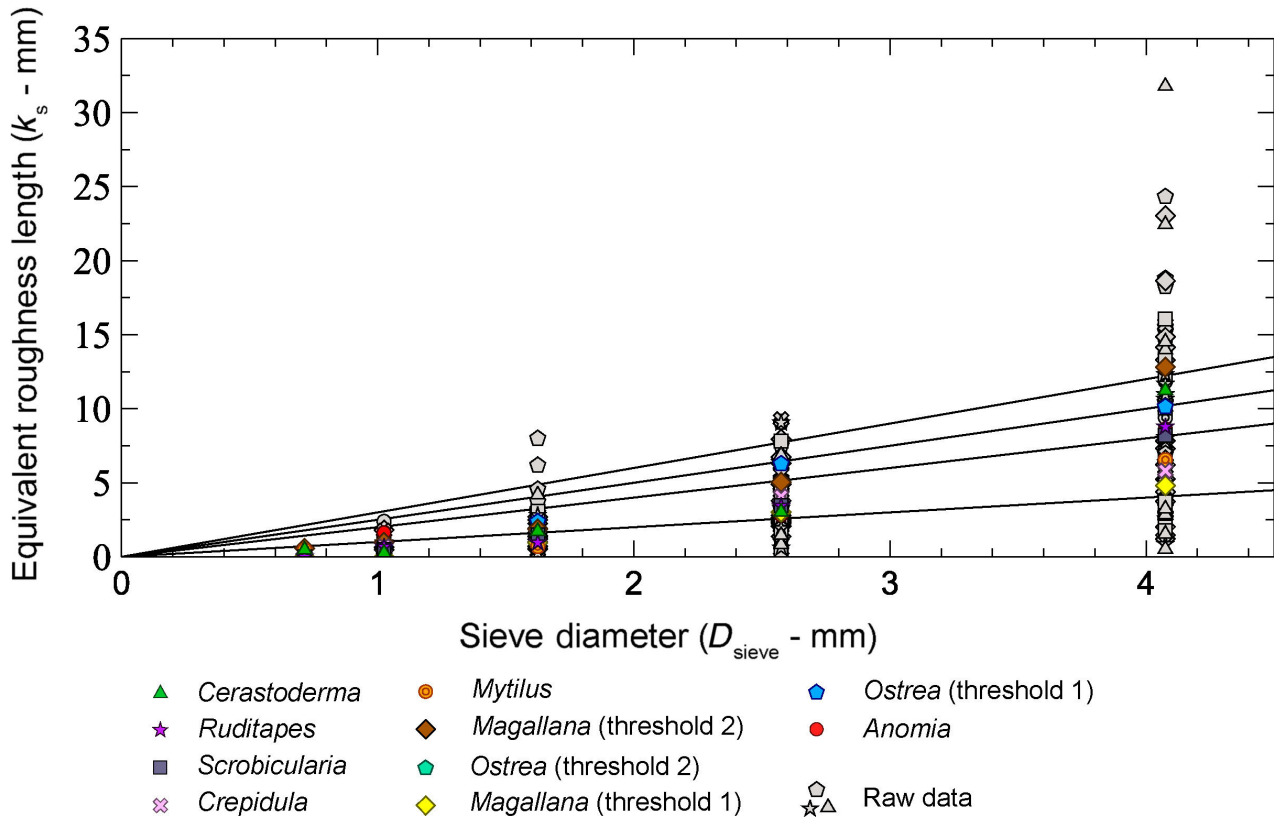


Fig. 9. Equivalent roughness length as a function of sieve diameter for each species. Grey symbols are raw replicate data; coloured symbols are mean values. For the sake of comparison, k_s is also drawn as linear functions of D_{sieve} (solid black lines).

large and intermediate lengths of the debris, while its thickness remains unchanged. Thus, the shape of the bioclastic particles will tend towards an equant block with decreasing D_{sieve} . For debris derived from foliated *Anomia* shells, the breakage process produces a reduction of the large and intermediate lengths, but mainly leads to a reduction of the particle thickness by delaminating the calcite sheets. Thus, for similar large and intermediate lengths (and thus similar D_{sieve}), debris derived from foliated *Anomia* shells will be thinner and lighter than debris derived from massive aragonitic shells, or from more resistant oyster shells. Concerning the chalky part of oyster shells, although their shape is blocky, the very low specific density of this porous micro-crystalline material explains the low τ_{ocr} . These particle characteristics might explain the divergence of τ_{ocr} between the two species groups for small particle diameters.

Settling experiments revealed that bioclastic particles have low w_s compared with glass beads or quartz grains (Fig. 6; Paphitis *et al.*, 2002; Weill *et al.*, 2010) which can be attributed to the flat

shape of the shell debris. However, in terms of threshold of motion, bioclastic particles are within or close to the envelope of threshold defined for siliciclastic sediments. Collins & Rigler (1982) showed that a relationship exists between τ_{ocr} and the w_s using terrigenous particles (Fig. 10; quartz grains, heavy minerals) and finer quartz data from White (1970), following the form:

$$\tau_{\text{ocr}} = a w_s^b \quad (9)$$

where a and b are constants equal to 1.24 and 0.33, respectively. This suggests that w_s encompasses more critical parameters influencing the particle hydrodynamic behaviour (including weight, shape and roughness) than does a simple grain diameter derived from sieve analysis. This concept has been used to introduce the movability number (Mn), which is the ratio between u^* and w_s (Eq. 8). It is used as an alternative to θ (Komar & Clemens, 1986; Beheshti & Ataie-Ashtiani, 2008; Armitage & Rooseboom, 2010). Paphitis *et al.* (2002) and Weill *et al.* (2010) applied Mn to bioclastic particles and found

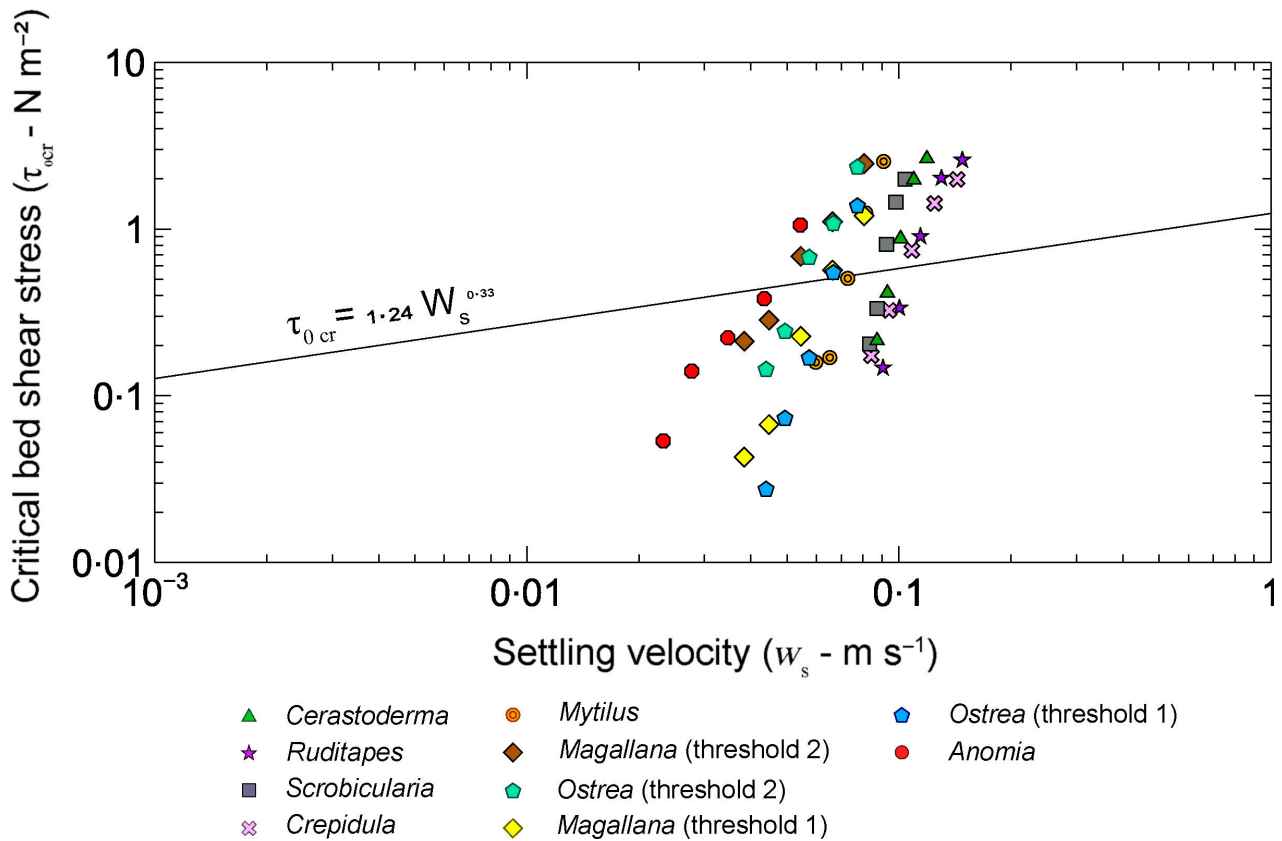


Fig. 10. Critical bottom shear stress as a function of grain settling velocity. The empirical relationship from Collins & Rigler (1982) is reported on the graph (black line).

contradictory results. Paphitis *et al.* (2002) found on fine-grained debris of *Mytilus* and *Cerastoderma* that data plot closer and with less disparity to the empirical prediction envelope for quartz grains when Mn is used. Weill *et al.* (2010) showed that data obtained with coarse bioclastic particles systematically plot above the prediction curve for quartz sand, suggesting that the low w_s of shell debris is not a relevant parameter to estimate sediment transport initiation.

Critical bed shear stress values from the present study are plotted as a function of w_s , and compared to the empirical curve defined by Collins & Rigler (1982) (Fig. 10). Once again, interspecific differences appear in the data. All species follow a power law (linear trend in the log–log plot), but with significant offset on the settling velocity axis. Again, the differences can be attributed to the structure, density and shape of the bioclastic particles, with a distinctive group composed of species with massive aragonitic shells, and another group, more scattered, comprising foliated and interstratified shells. Globally, bioclastic particles follow a very different trend compared to terrigenous particles, with large variations of τ_{0cr} over a

relatively narrow range of w_s . All species follow the same law of Collins & Rigler (1982), but with very different coefficients (Eq. 9). The slope coefficient (a) ranges between 1.3×10^{-4} and 10^{-11} and the coefficient b ranges between 3.2 and 10.8 (Table 3).

The complex relationship between τ_{0cr} and w_s for bioclastic particles also appears in the mobility diagram where Mn (Eq. 8) is plotted as a function of Re^* (Fig. 11). First, the disparity between mollusc species is slightly reduced. This suggests that differences of τ_{0cr} between species might be somehow explained by differences of particle density and shape which influence w_s . Second, data plot almost systematically above the envelope defined for quartz sand, except for the lowest Re^* (<10). Compared to siliciclastic particles, coarse shell debris shows similar resistance to the flow (see τ_{0cr} values; Fig. 8), but have much slower w_s (Fig. 6) due to their platy shape which increases the drag forces. This produces high Mn compared to the empirical envelope for quartz sand.

For low Re^* , values of Mn that fall within or below the empirical curve for quartz sand can be

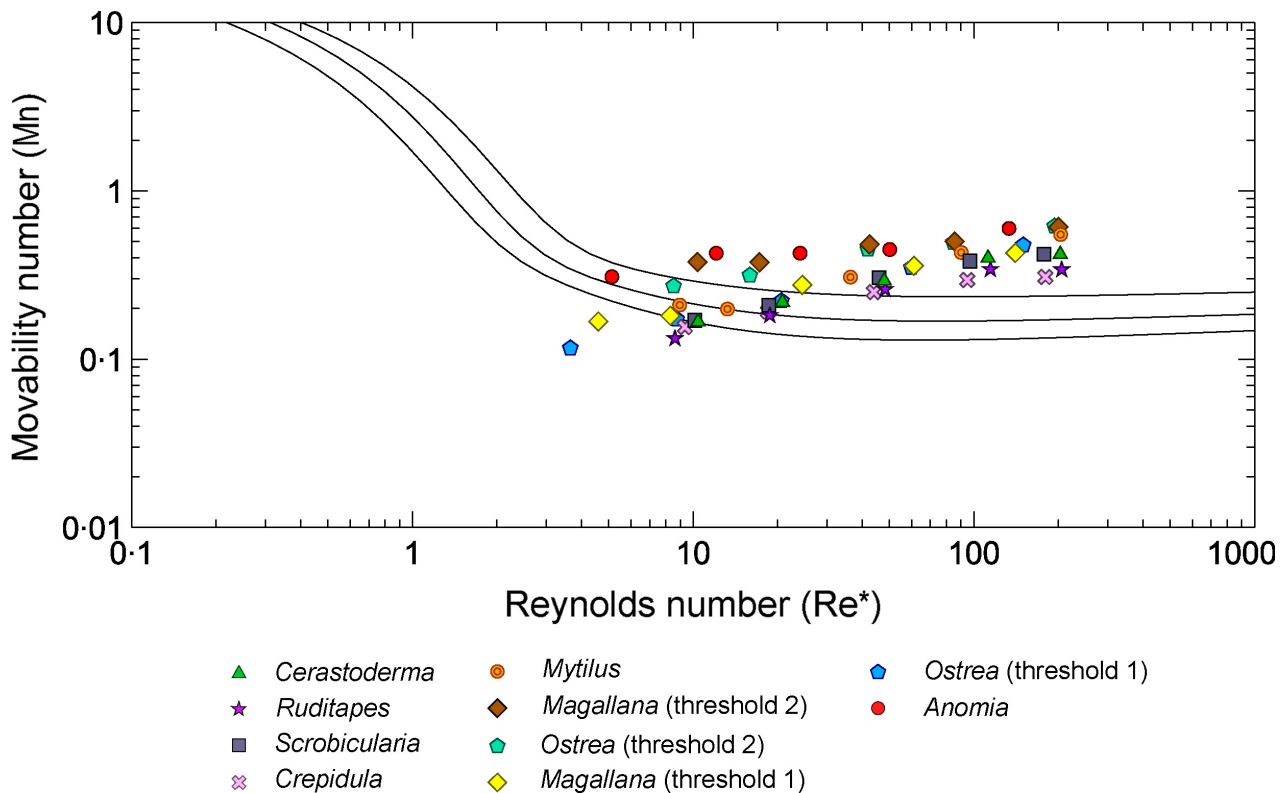


Fig. 11. Movability number as a function of grain Reynolds number. Empirical curves and envelope for siliciclastic sediments are redrawn from Paphitis (2001).

explained again by a contribution of both particle shape and density. For small D_{sieve} , the large and intermediate lengths tend to be closer to the thickness of the particle, resulting in a blockier shape. These particles have values of w_s closer to those of sub-rounded quartz grains. Moreover, shell species with an aragonitic composition (*Crepidula*, *Cerastoderma*, *Ruditapes* and *Scrobicularia*) have densities greater than the density of quartz (Table 1), further increasing w_s , and decreasing Mn. In comparison, debris from *Anomia* have high Mn because the particles keep their flake-like shape at small D_{sieve} , resulting in very low w_s .

Due to the flat shape, shell debris has low to very low w_s compared to spheres of similar D_{sieve} . The trajectory of a settling particle can be complex, sometimes chaotic (Maiklem, 1968; Field *et al.*, 1997), thus increasing the path length. Settling velocity is critical to understand the behaviour of bioclastic particles once transport is initiated. However, this flat shape also provides stability to particles resting on a sediment bed, either by interlocking effects between particles, or by making particle rolling more difficult. This may explain why studied bioclastic

particles have threshold of motion similar to siliciclastic sediments. These antinomic consequences of the flat shape on shell debris hydrodynamic behaviour prevents the use of w_s or Mn to characterize the initiation of motion of such carbonate sediment. Based on the experimental results of this study, it appears that w_s is more sensitive to interspecific differences in terms of shell density, structure and shape than the threshold of motion.

In the fossil record or in modern depositional environments, it is common to observe natural segregation between bioclastic and siliciclastic sediments, for example in tide-dominated environments where bedforms develop and evolve under varying current velocity (Longhitano, 2011; Chiarella & Longhitano, 2012; Longhitano *et al.*, 2012). Generally, bioclastic laminae are attributed to depositional processes under lower energy conditions rather than during the deposition of siliciclastic laminae, as settling velocities of bioclastic particles are much smaller than settling velocities of the siliciclastic sand fraction. However, this study clearly shows that the low settling velocities of mollusc shell debris do not imply low thresholds of motion, which are close

to thresholds of motion for quartz sand. It is thus important for interpretation of palaeoenvironments to make the distinction between the initiation of motion of bioclastic particles (related to τ_{0cr}) and the ability of bioclastic particles to be transported once the motion is initiated (related to w_s). Sorting processes and sediment fluxes in bioclastic–siliciclastic sediment mixtures are still to be investigated in future experiments.

CONCLUSIONS

Settling velocities and bed shear stress values have been experimentally determined for coarse bioclastic debris of eight mollusc species representative of temperate to cold water coastal environments. The results obtained led to the following conclusions:

1 Significant differences have been found between species, both in terms of settling velocity and threshold of motion. The interspecific differences in settling velocity are coherent with those observed in threshold of motion (particles that settle faster show higher resistance to the flow).

2 Shell density and structure account primarily for the diversity of hydrodynamic behaviour observed. Particle shape is also a critical parameter, its influence increasing with increasing particle diameter. Mollusc shells, according to their composition (calcite and/or aragonite), have either compact, foliated or a more complex structure. Debris derived from foliated shells (for example, *Anomia*) moves earlier and settles slower than debris derived from compact shells (for example, *Scrobicularia* and *Crepidula*). Oyster shells, due to their complex structure (chalky porous matter interstratified with foliated layers), produce debris with very distinct behaviours.

3 Considering threshold of motion only, debris from species with dense compact shells behave like siliciclastic particles. Debris from foliated (or chalky) shells show lower critical shear stress values. No species were found to produce debris that was more difficult to move than siliciclastic particles.

4 Movability number values calculated for shell debris plot above the empirical envelope for siliciclastic sediment. If entrainment thresholds are similar between bioclastic and siliciclastic sediments, bioclastic particles have significantly lower settling velocities, resulting in over-estimated values of movability numbers. Unlike for

siliciclastic sands, the settling velocity is not an appropriate parameter to predict threshold of motion of shell debris. However, settling velocity is thought to have a significant influence once sediment transport is initiated.

The differences in hydrodynamic behaviour of shell debris determined between species, as well as with siliciclastic grains, should be considered to better model sediment sorting, transport and depositional processes that characterize modern bioclastic coastal environments. These results can also help in interpreting shelly coastal rock records. For further understanding of bioclastic sediment behaviour, flume experiments under the combined action of waves and currents should be conducted.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of Alissia Rieux's PhD work, funded by the Normandy Regional Council and the Ministry for the Ecological and Inclusive Transition (DDTM 35), in the frame of the research project Sédibaie. We thank Julie Gonand (M2C Lab, Rouen) who took the scanning electron microscopy images. We are grateful to the Chief Editor, Peir Pufahl, the Associate Editor, Subhasish Dey and to the journal reviewers (Stephan Jorry and an anonymous reviewer) for their helpful comments which improved an early version of the manuscript.

NOTATION

C_D	Drag coefficient
D_{sieve}	Particle diameter
G	Acceleration due to gravity
k_s	Equivalent roughness length
Mn	Movability number
Re_*	Grain Reynolds number
u	Current velocity profile
u_*	Critical shear velocity
w_s	Settling velocity
z	Streamwise mean velocity
z_0	Zero-level velocity
ν	Kinematic viscosity of the water
κ	von Kármán constant
τ_{0cr}	Critical bottom shear stress
ρ	Fluid density
ρ_s	Sediment density
θ	Shields entrainment function

REFERENCES

- Allen, J.R.L. (1984) Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology*, **31**, 227–250.
- Armitage, N. and Rooseboom, A. (2010) The link between movability number and incipient motion in river sediments. *Water SA*, **36**, 89–96.
- Beheshti, A.A. and Ataie-Ashtiani, B. (2008) Analysis of threshold and incipient conditions for sediment movement. *Coast. Eng.*, **55**, 423–430.
- Beukema, J.J., Cadée, G.C. and Hummel, H. (1983) Differential variability in time and space of numbers in suspension and deposit feeding benthic species in a tidal flat area. In: *Oceanologica Acta, 1983. Proceedings 17th European Marine Biology Symposium*, Brest, France, 27 September–1 October, 1982, 21–26.
- Biron, P.M., Robson, C., Lapointe, M.F. and Gaskin, S.J. (2004) Comparing different methods of bed shear stress estimates in simple and complex flow fields. *Earth Surf. Proc. Land.*, **29**, 1403–1415.
- Bonnot-Courtois, C., Fournier, J. and Dréau, A. (2004) Recent morphodynamics of shell banks in the western part of the Bay of Mont-Saint-Michel (France)/Morphodynamique actuelle des bancs coquilliers dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Géomorphol. Rel. Proces. Environ.*, **10**, 65–79.
- Braithwaite, C.J.R. (1973) Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology*, **20**, 251–262.
- Brand, A., Noss, C., Dinkel, C. and Holzner, M. (2016) High-resolution measurements of turbulent flow close to the sediment-water interface using a bistatic acoustic profiler. *J. Atmos. Ocean Tech.*, **33**, 769–788.
- Cadée, G.C. (1994) Eider, Shelduck and other predators, the main producers of shell fragments in the Wadden Sea: Palaeoecological implications. *Palaeontology*, **37**, 181–202.
- Carter, J. and Clark, G.I. (1985) Classification and phylogenetic significance of molluscan shell microstructures. In: *Notes for a Short Course* (Ed. T.W. Broadhead), Studies in Geology **13**, 50–71.
- Chiarella, D. and Longhitano, S.H. (2012) Distinguishing depositional environments in shallow-water mixed, bi-siliciclastic deposits on the basis of the degree of heterolithic segregation (Gelasian, southern Italy). *J. Sediment. Res.*, **82**, 969–990.
- Collins, M.B. and Rigler, J.K. (1982) The use of settling velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. *Sedimentology*, **29**, 419–426.
- Craig, R.G., Loadman, C., Clement, B., Rusello, P.J. and Siegel, E. (2011) Characterization and testing of a new bistatic profiling acoustic Doppler velocimeter: The Vectrino-II. Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM), 2011 IEEE/OES 10th, 246–252.
- Dauphin, Y., Ball, A.D., Castillo-Michel, H., Chevillard, C., Cuif, J.P., Farre, B., Pouvreau, S. and Salomé, M. (2013) *In situ* distribution and characterization of the organic content of the oyster shell *Crassostrea gigas* (Mollusca, Bivalvia). *Micron*, **44**, 373–383.
- Driscoll, E.G. (1967) Experimental field study of shell abrasion. *J. Sediment. Petrol.*, **37**, 1117–1123.
- Eyster, L.S. (1986) Shell inorganic composition and onset of shell mineralization during bivalve and gastropod embryogenesis. *Biol. Bull.*, **170**, 211–231.
- Field, S.B., Klaus, M., Moore, M.G. and Nori, F. (1997) Chaotic dynamics of falling disks. *Nature*, **388**, 252–254.
- Flemming, B.W. (2017) Particle shape-controlled sorting and transport behaviour of mixed siliciclastic/bioclastic sediments in a mesotidal lagoon, South Africa. *Geo-Mar. Lett.*, **37**, 397–410.
- Gibbs, R.J., Matthews, M.D. and Link, D.A. (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sediment. Res.*, **41**, 7–18.
- Gorzelak, P., Salamon, M.A., Trzęsiok, D. and Niedźwiedzki, R. (2013) Drill holes and predation traces versus abrasion-induced artifacts revealed by tumbling experiments. *PLoS One*, **8**, e58528.
- Halpern, B.S., Wallbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R. and Watson, R. (2008) A global map of human impact on marine ecosystems. *Science*, **319**, 948–952.
- Hewitt, J.E., Ellis, J.I. and Thrush, S.F. (2016) Multiple stressors, nonlinear effects and the implications of climate change impacts on marine coastal ecosystems. *Glob. Change Biol.*, **22**, 2665–2675.
- Holme, N.A. (1961) The bottom fauna of the English Channel. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **41**, 397–461.
- James, N.P. and Clarke, J.A.D. (1997) *Cool-Water Carbonates*. SEPM Special Publication 56, Tulsa, Oklahoma, 440 pp.
- Janke, N.C. (1965) Empirical formula for velocities and Reynolds' numbers of single, settling spheres. *J. Sediment. Res.*, **35**, 749–750.
- Jorry, S.J., Hasler, C.-A. and Davaud, E. (2006) Hydrodynamic behaviour of Nummulites: implications for depositional models. *Facies*, **52**, 221–235.
- Joshi, S., Duffy, G.P. and Brown, C. (2014) Settling velocity and grain shape of maerl biogenic gravel. *J. Sediment. Res.*, **84**, 718–727.
- Joshi, S., Duffy, G.P. and Brown, C. (2017) Critical bed shear stress and threshold of motion of maerl biogenic gravel. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **194**, 128–142.
- Kench, P.S. and McLean, R.F. (1996) Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology*, **43**, 561–570.
- Kench, P.S. and McLean, R.F. (1997) A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sed. Geol.*, **109**, 111–119.
- Kennedy, W.J., Taylor, J.D. and Hall, A. (1969) Environmental and biological controls on bivalve shell mineralogy. *Biol. Rev.*, **44**, 499–530.
- Kidwell, S.M. (2013) Time-averaging and fidelity of modern death assemblages: building a taphonomic foundation for conservation palaeobiology. *Palaeontology*, **56**, 487–522.
- Koca, K., Noss, C., Anlanger, C., Brand, A. and Lorke, A. (2017) Performance of the Vectrino Profiler at the sediment–water interface. *J. Hydraul. Res.*, **55**, 573–581.
- Komar, P.D. and Clemens, K.E. (1986) The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *J. Sediment. Petrol.*, **56**, 258–266.
- Komar, P.D. and Cui, B. (1984) The analysis of grain-size measurements by sieving and settling-tube techniques. *J. Sediment. Res.*, **54**, 603–614.

- Komar, P.D. and Reimers, C.E. (1978) Grain shape effects on settling rates. *J. Geol.*, **86**, 193–209.
- Kramer, H. (1935) Sand mixtures and sand movement in fluvial models. *Proc. Am. Soc. Civil Eng. Trans. Am. Soc.*, **100**, 798–878.
- Lee, S.-W., Jang, Y.-N., Ryu, K.-W., Chae, S.-C., Lee, Y.-H. and Jeon, C.-W. (2011) Mechanical characteristics and morphological effect of complex crossed structure in biomaterials: Fracture mechanics and microstructure of chalky layer in oyster shell. *Micron*, **42**, 60–70.
- Liu, H.-K. (1957) Mechanics of sediment-ripple formation. *J. Hydraul. Div. ASCE*, **83**, 23.
- Longhitano, S.G. (2011) The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea. *Sedimentology*, **58**, 691–719.
- Longhitano, S.G., Chiarella, D., Di Stefano, A., Messina, C., Sabato, L. and Tropeano, M. (2012) Tidal signatures in Neogene to Quaternary mixed deposits of southern Italy straits and bays. *Sed. Geol.*, **279**, 74–96.
- Macvicar, B.J., Dilling, S., Lacey, R.W.J. and Hipel, K. (2014) A quality analysis of the Vectrino II instrument using a new open-source MATLAB toolbox and 2D ARMA models to detect and replace spikes. In: *Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics, RIVER FLOW* (Eds A.J. Schleiss, G. de Cesare, M.J. Franca and M. Pfister), pp. 1951–1959. CRC Press, Lausanne, Switzerland.
- Maiklem, W.R. (1968) Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology*, **10**, 101–109.
- McNown, J.S. and Malaika, J. (1950) Effects of particle shape on settling velocity at low Reynolds numbers. *Trans. Am. Geophys. Union*, **31**, 74–82.
- Miller, M.C., McCave, I.N. and Komar, P.D. (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, **24**, 507–527.
- Newell, A.J., Gower, D.J., Benton, M.J. and Tverdokhlebov, V.P. (2007) Bedload abrasion and the *in situ* fragmentation of bivalve shells. *Sedimentology*, **54**, 835–845.
- Nikuradse, J. (1933) *Strömungsgesetze in rauhen Röhren* (Laws of Flow in Rough Pipes). National Advisory Committee for Aeronautics, Washington, DC.
- NortekAs. Vectrino profiler. Available at: <http://www.nortek-as.com/en/products/velocimeters/vectrino-ii>.
- Orton, J. and Amirthalingam, C. (1927) Notes on shell-depositions in oysters. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **14**, 935–954.
- Oseen, C.W. (1927) *Neuere Methoden und Ergebnisse in der Hydrodynamik*. Akademische Verlagsgesellschaft m.b.h., Leipzig, 337 pp.
- Paphitis, D. (2001) Sediment movement under unidirectional flows: an assessment of empirical threshold curves. *Coast. Eng.*, **43**, 227–245.
- Paphitis, D. and Collins, M.B. (2005) Sand grain threshold, in relation to bed “stress history”: an experimental study. *Sedimentology*, **52**, 827–838.
- Paphitis, D., Collins, M.B., Nash, L.A. and Wallbridge, S. (2002) Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology*, **49**, 211–225.
- Prager, E.J., Southard, J.B. and Vivoni-Gallart, E.R. (1996) Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. *Sedimentology*, **43**, 33–40.
- Rubey, W.W. (1933) Settling velocity of gravel, sand, and silt particles. *Am. J. Sci.*, **25**, 325–338.
- Ruonaa, B., Liekai, C., Xingkui, W. and Danxun, L. (2016) Comparison of ADV and PIV measurements in open channel flows. *Procedia Eng.*, **154**, 995–1001.
- Rusello, P.J. and Allard, M.P. (2012) Near boundary measurements with a profiling acoustic Doppler velocimeter. Hydraulic Measurement and Experimental Methods 2012 Conference, Snowbird, UT, USA, 12–15 August, 2012.
- Sengupta, S. and Veenstra, H.J. (1968) On sieving and settling techniques for sand analysis. *Sedimentology*, **11**, 83–98.
- Shields, A. (1936) *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement* (English translation of an original German manuscript). Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA.
- Simões, F.J.M. (2014) Shear velocity criterion for incipient motion of sediment. *Water Sci. Eng.*, **7**, 183–193.
- Smith, D.A. and Cheung, K.F. (2002) Empirical relationships for grain size parameters of calcareous sand on Oahu, Hawaii. *J. Coastal Res.*, **18**, 82–93.
- Smith, D.A. and Cheung, K.F. (2003) Settling characteristics of calcareous sand. *J. Hydraul. Eng.*, **129**, 479–483.
- Smith, D.A. and Cheung, K.F. (2004) Initiation of motion of calcareous sand. *J. Hydraul. Eng.*, **130**, 467–472.
- Stokes, G.G. (1851) *On the Effect of the Internal Friction of Fluids on the Motion of Pendulums*. Pitt Press, Cambridge.
- Thorin, S., Radureau, A., Feunteun, E. and Lefeuve, J.-C. (2001) Preliminary results on a high east–west gradient in the macrozoobenthic community structure of the macrotidal Mont Saint-Michel bay. *Cont. Shelf Res.*, **21**, 2167–2183.
- Thorson, G. (1957) Bottom communities (sublittoral or shallow shelf). In: *Treatise on Marine Ecology and Palaeoecology*. Geological Society of America. (Ed. J.W. Hedgpeth), pp. 461–534. Geological Society of America, New York.
- Van Rijn, L. (1993) *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 690 pp.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B. and Brun-Cottan, J.-C. (2010) Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surf. Proc. Land.*, **35**, 1642–1654.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C. and Norgéot, C. (2012) Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) — Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sed. Geol.*, **279**, 173–186.
- Weill, P., Mouazé, D. and Tessier, B. (2013) Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain: Field data and wave flume experiment. *Sedimentology*, **60**, 1213–1230.
- Wengrove, M.E. and Foster, D.L. (2014) Field evidence of the viscous sublayer in a tidally forced developing boundary layer. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5084–5090.
- White, S.J. (1970) Plane bed thresholds of fine grained sediments. *Nature*, **228**, 152–153.
- Wilkinson, R.H. (1983) A method for evaluating statistical errors associated with logarithmic velocity profiles. *Geo-Marine Lett.*, **3**, 49–52.
- Zuschin, M., Stachowitsch, M. and Stanton, R.J. (2003) Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient environments. *Earth-Sci. Rev.*, **63**, 33–82.

Manuscript received 2 February 2018; revision accepted 10 July 2018

Supporting Information

Additional information may be found online in the Supporting Information section at the end of the article.

Fig. S1. Shields entrainment function as a function of grain Reynolds number. Shields curves have been redrawn from Paphitis (2001).

Fig. S2. Comparison of Shields entrainment function for *Cerastoderma* and *Mytilus* obtained in the present study with experimental data of Paphitis et al. (2002).

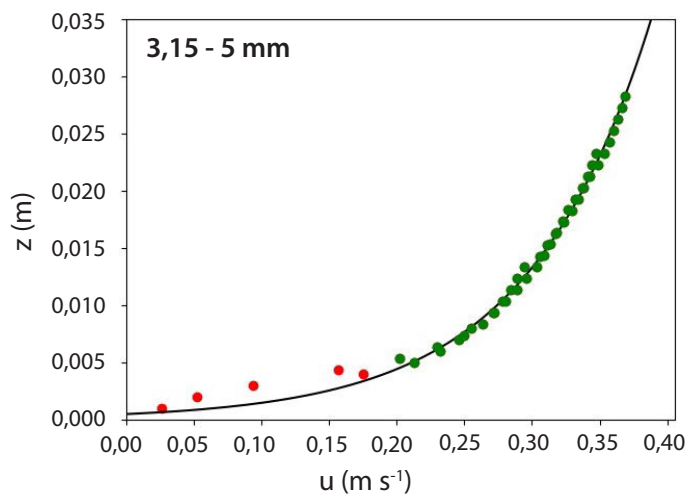
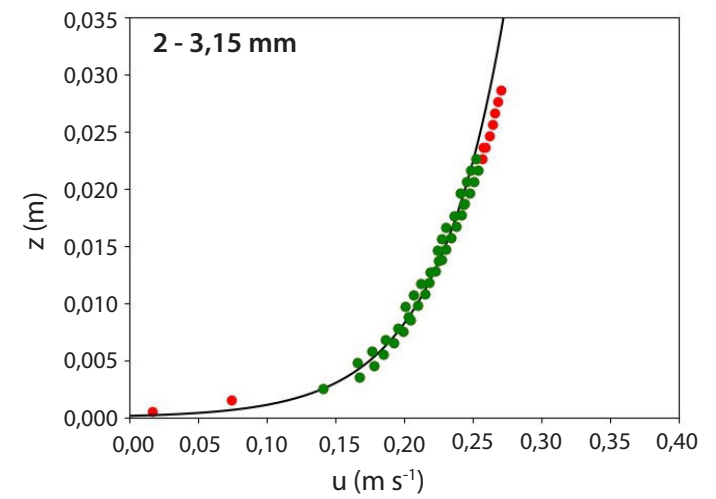
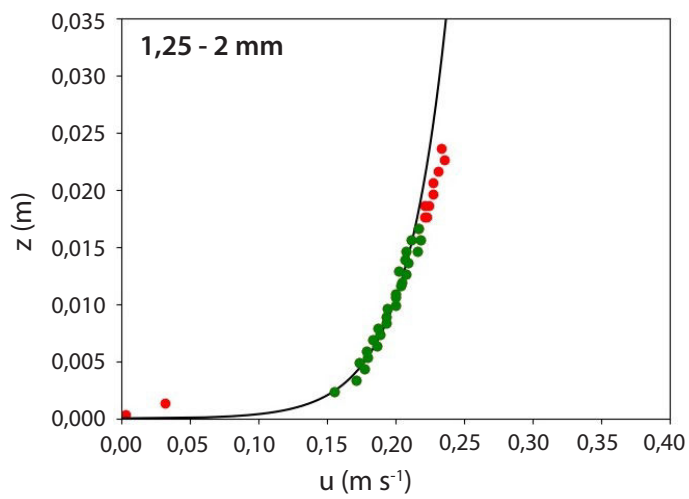
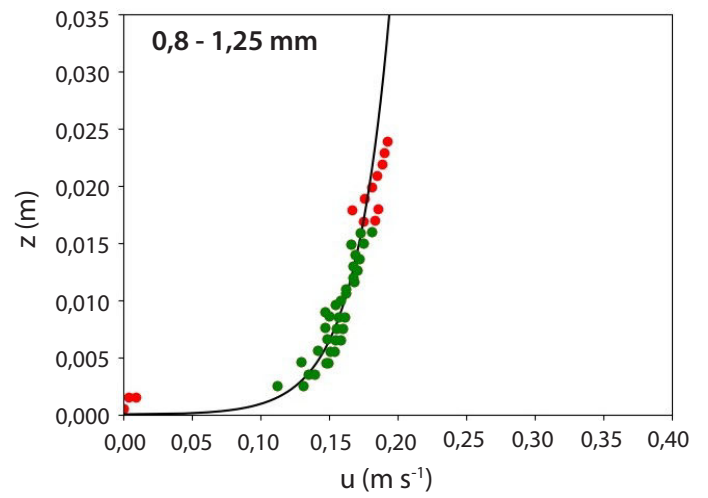
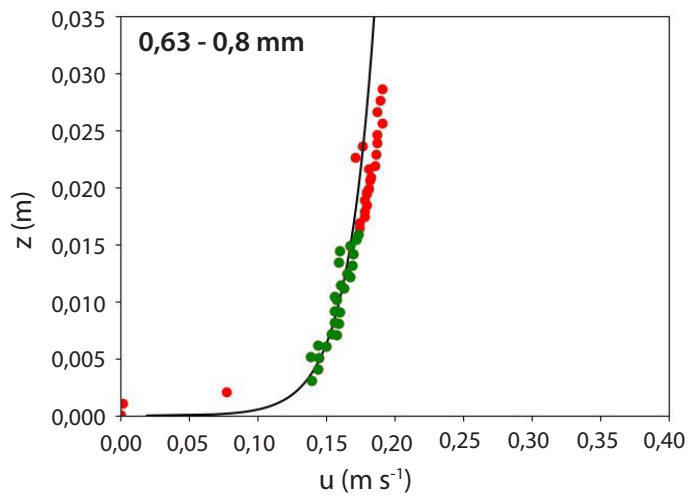
Table S1. Errors (propagated from velocity profiles regressions) on experimental parameters at the entrainment threshold.

Table S2. Precision (standard deviation) of experimental parameters at the entrainment threshold.

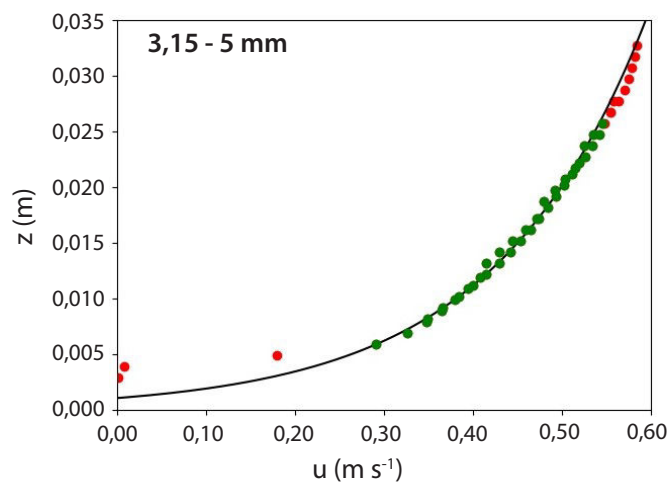
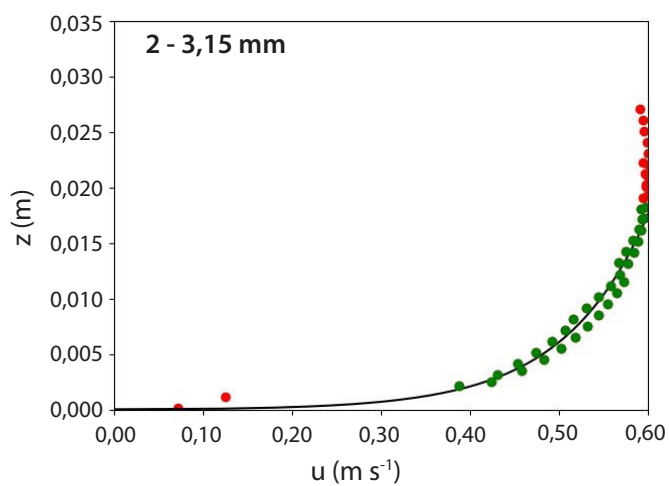
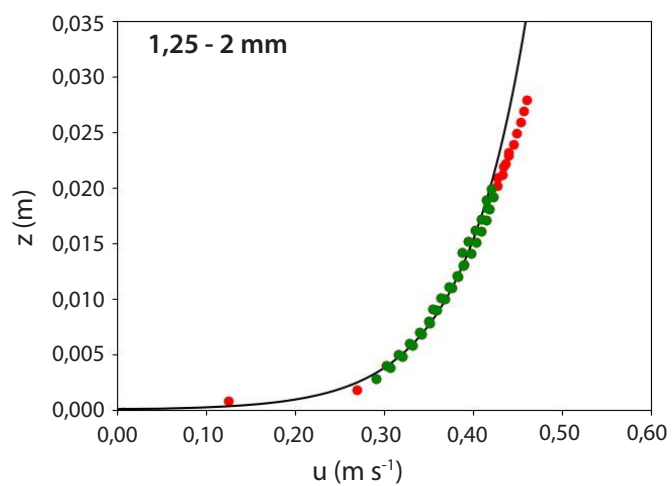
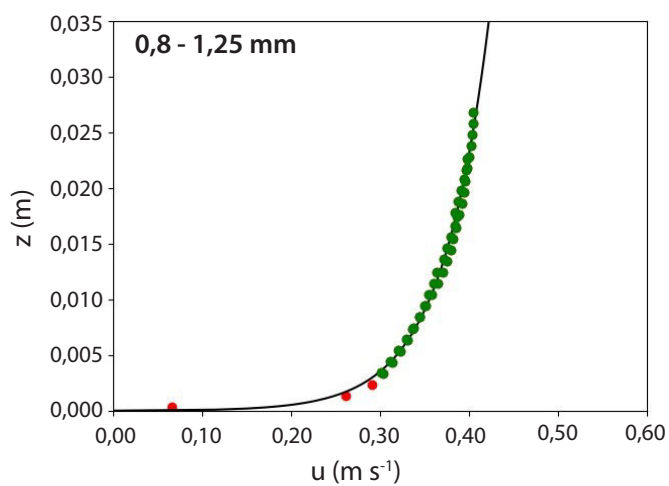
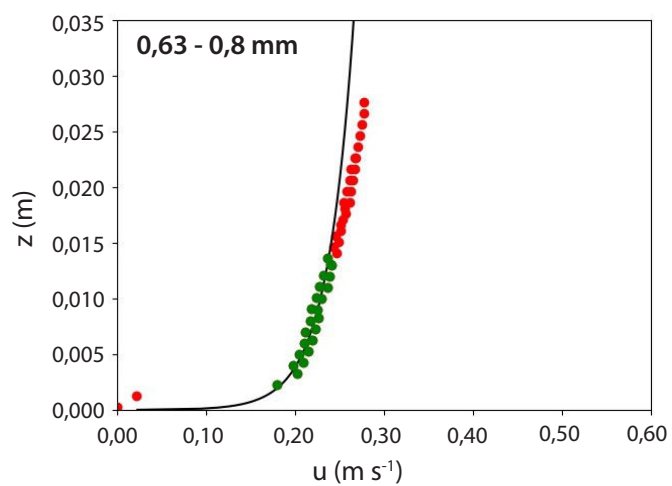
Annexe B

Profils de vitesse moyens obtenus
pour chaque diamètre et chaque
espèce

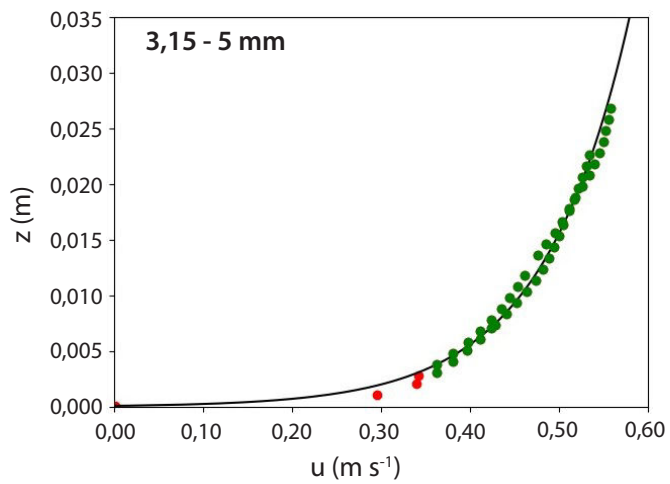
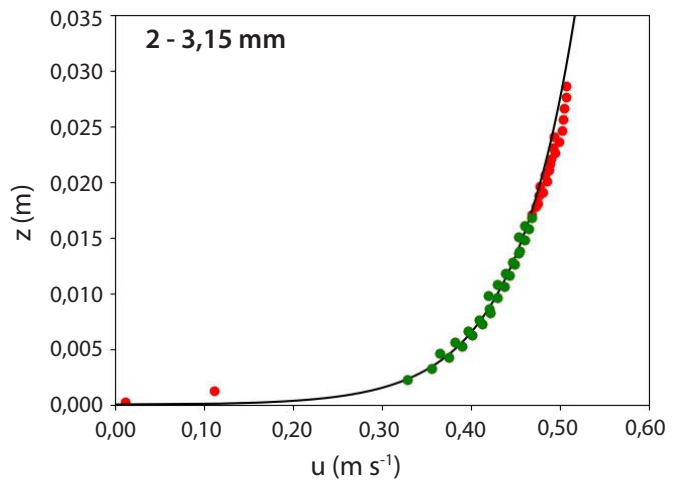
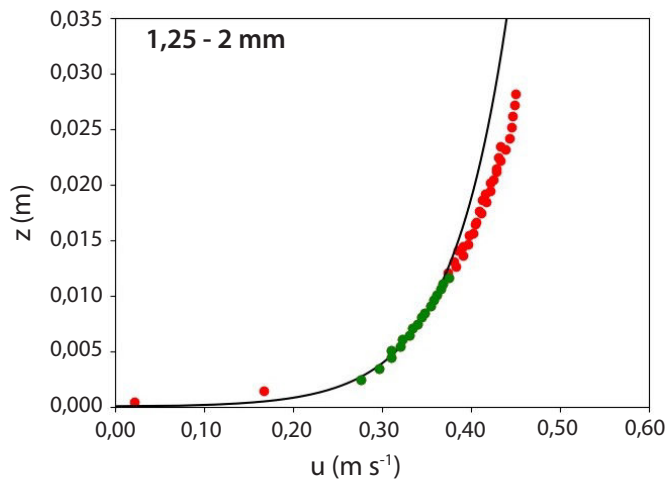
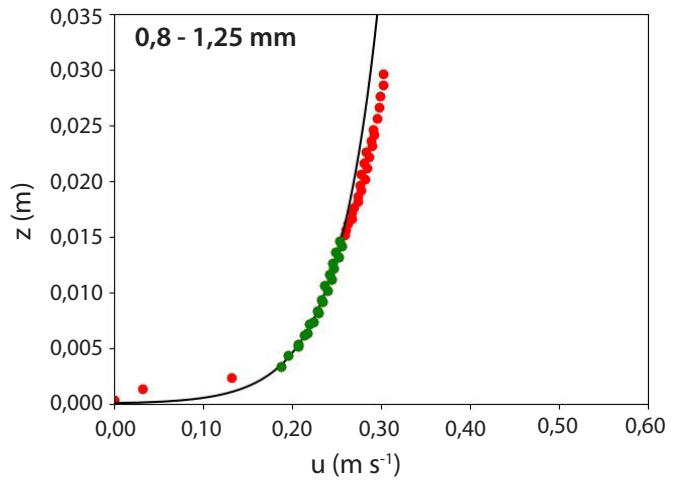
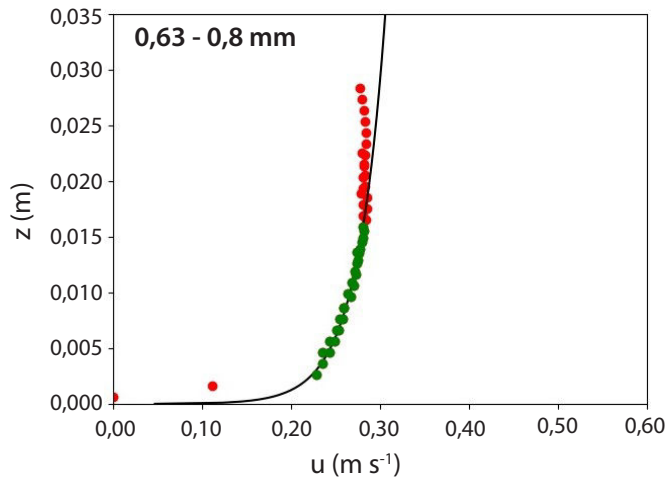
Anomia ephippium
(Anomie)



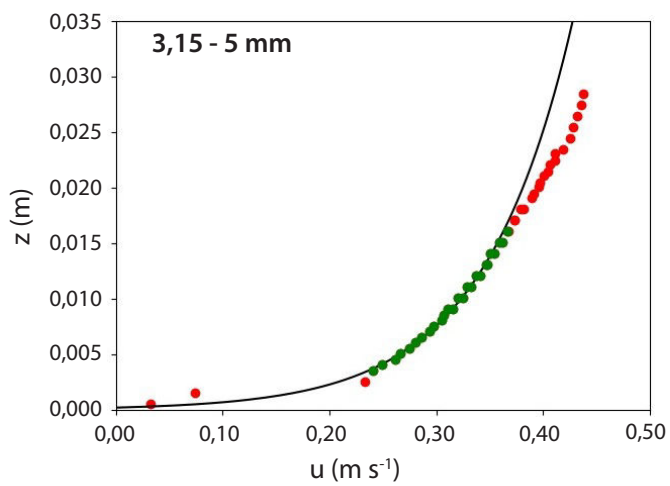
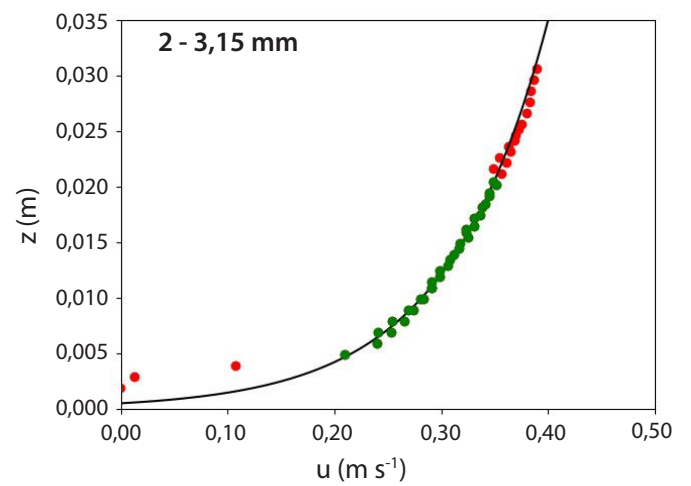
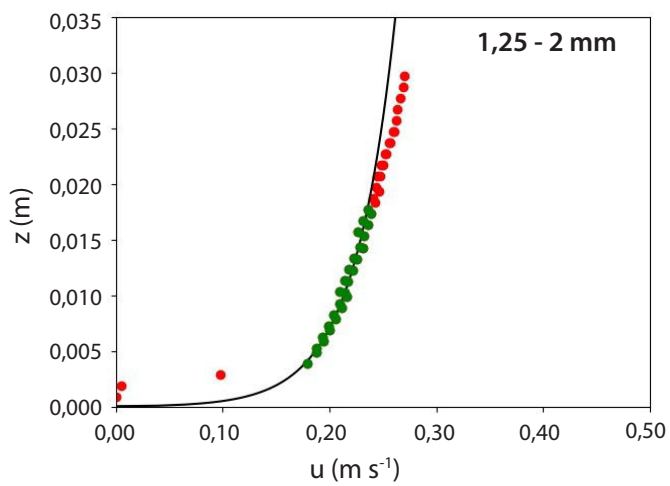
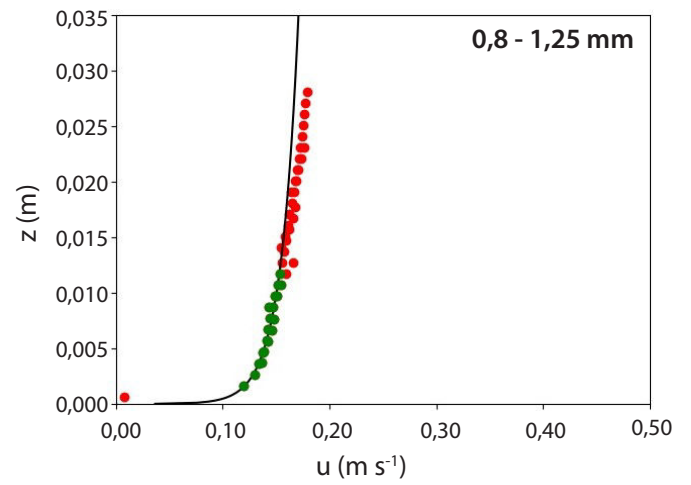
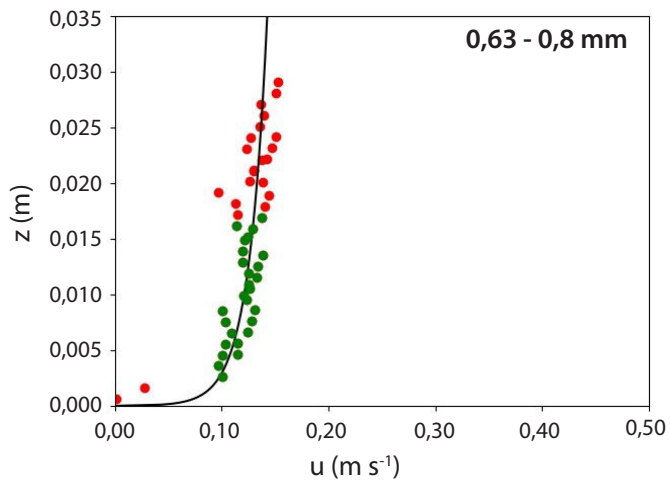
Cerastoderma edule
(Coque)



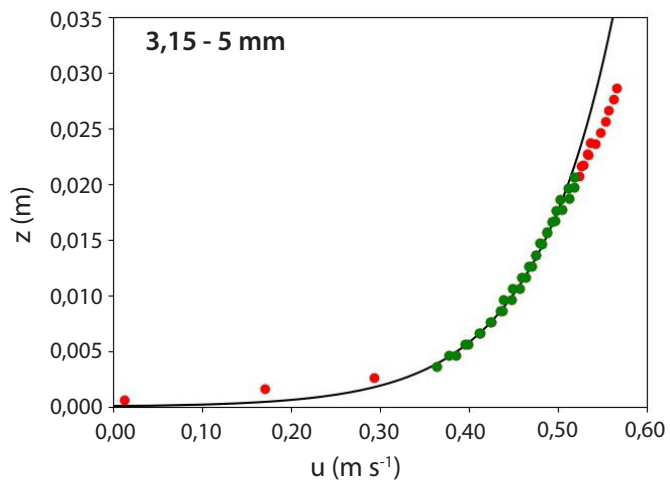
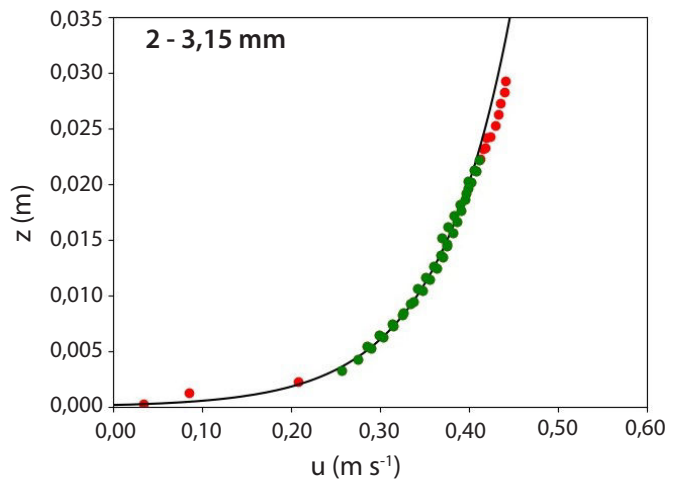
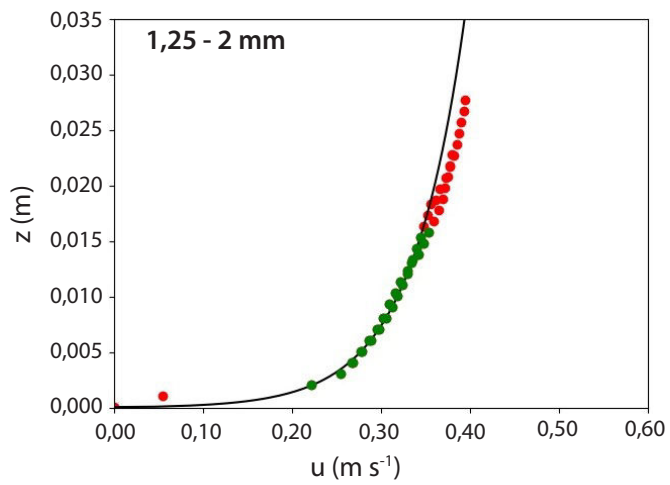
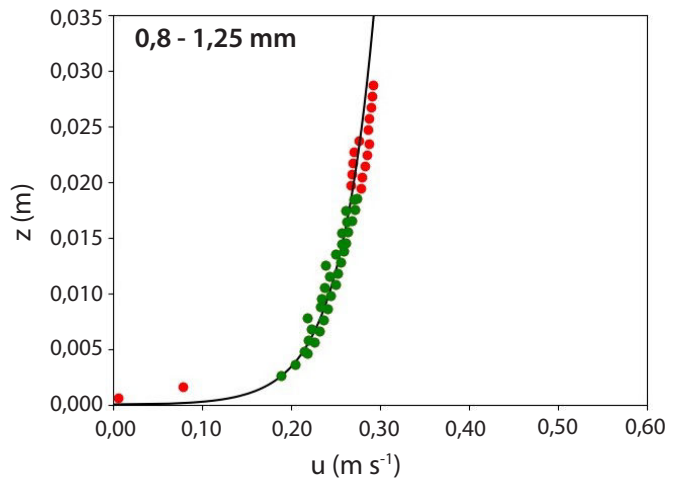
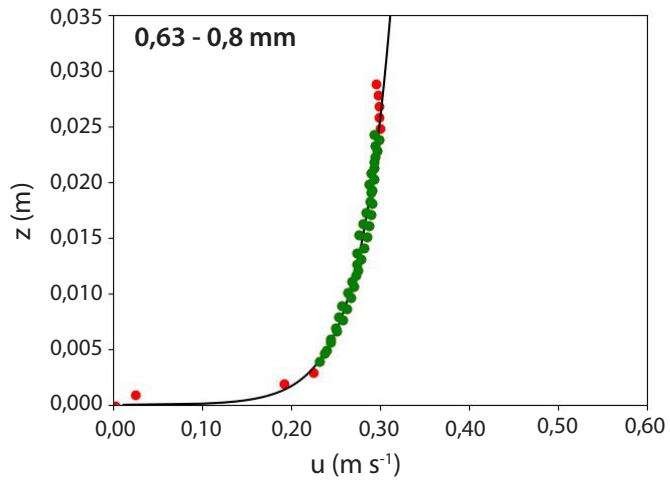
Crepidula fornicata
(Crépidule)



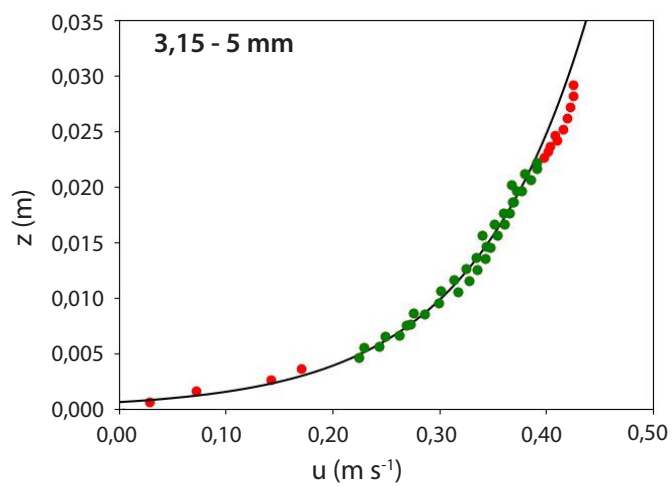
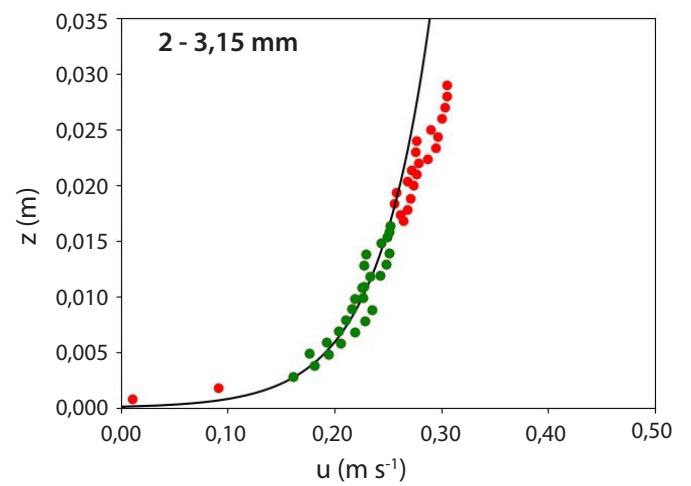
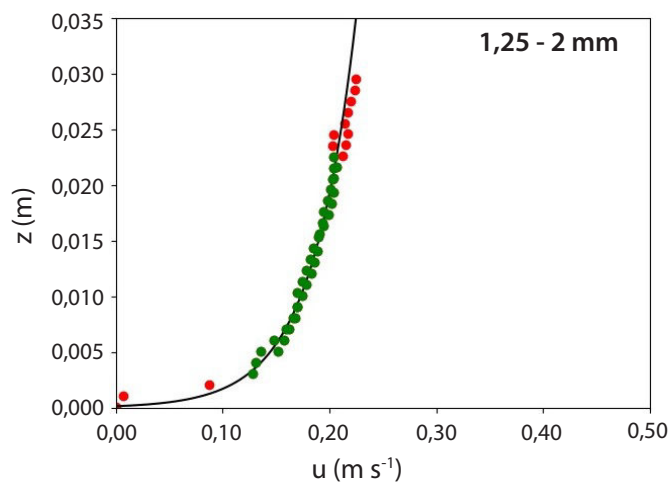
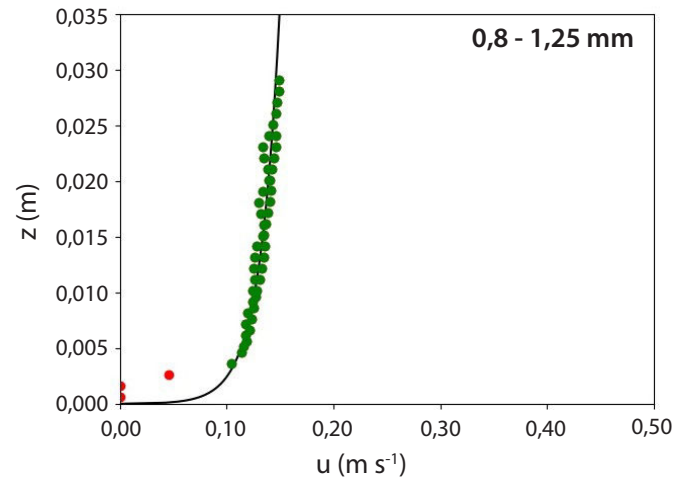
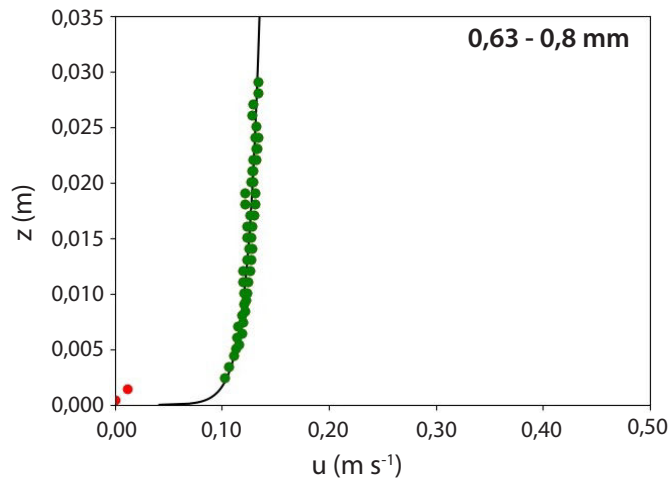
***Magallana gigas* - Seuil 1**
(Huître creuse)



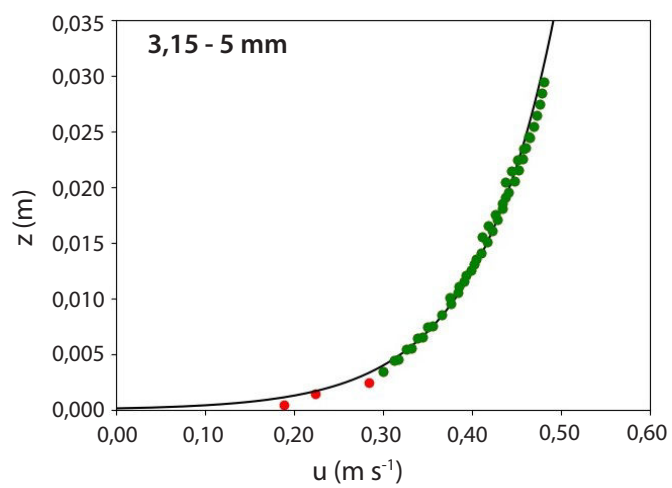
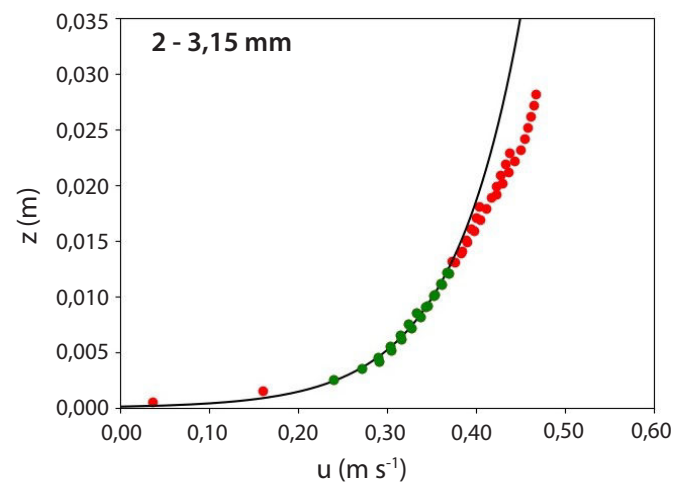
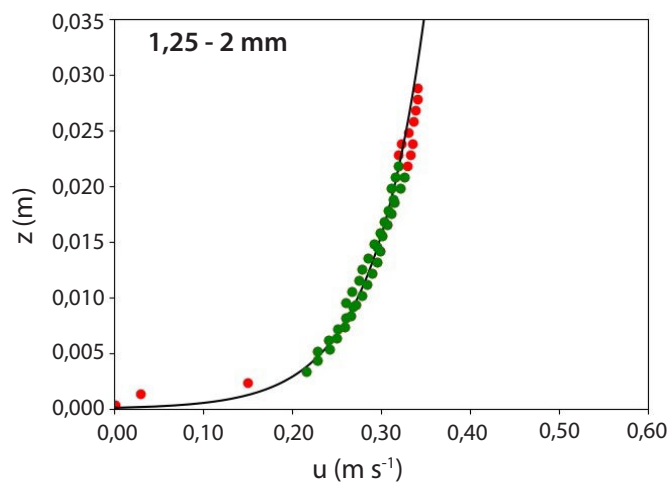
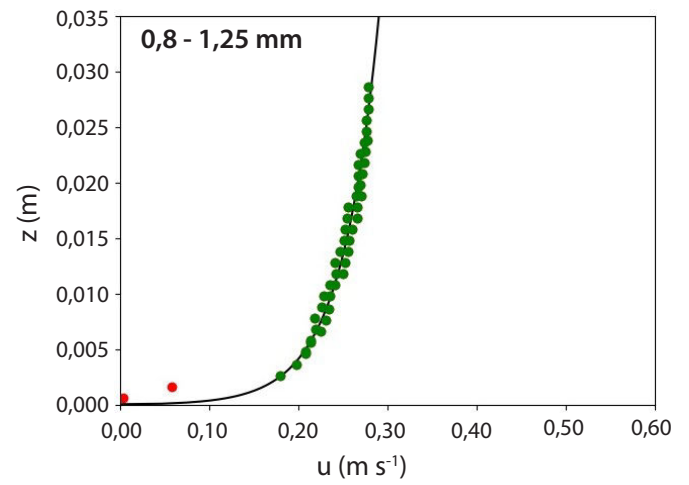
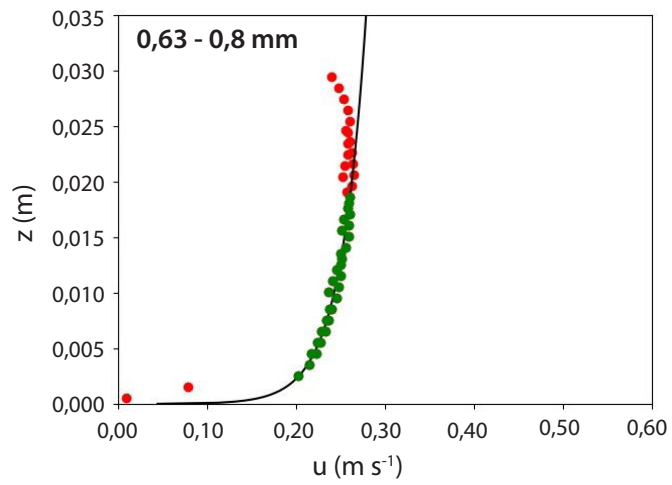
Magallana gigas - Seuil 2
(Huître creuse)



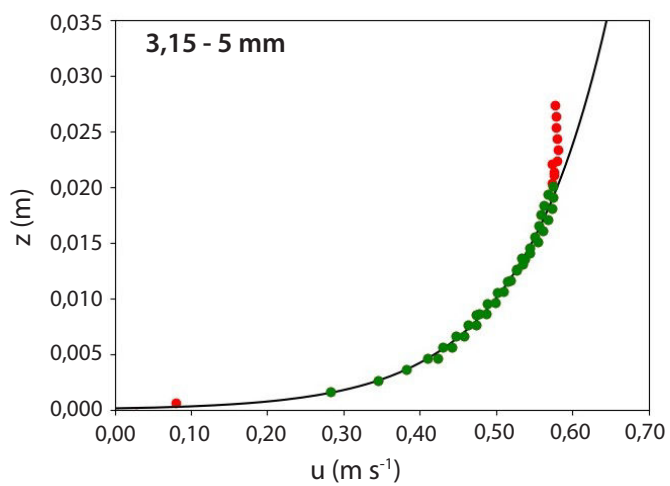
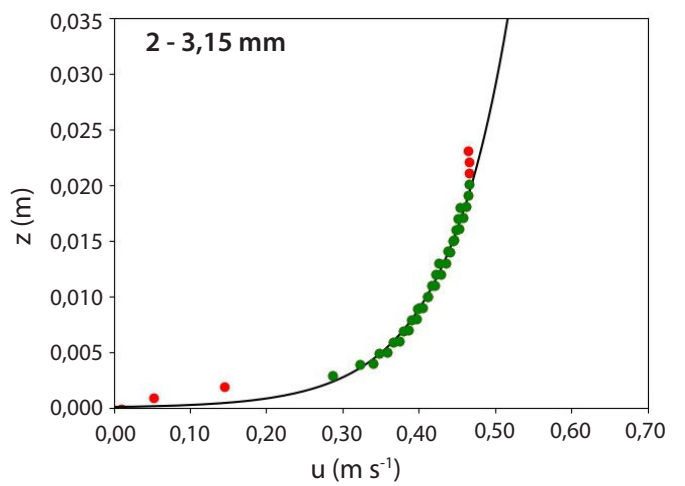
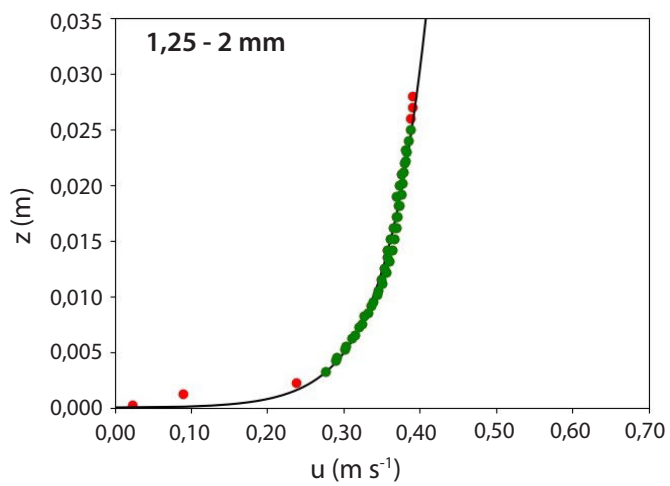
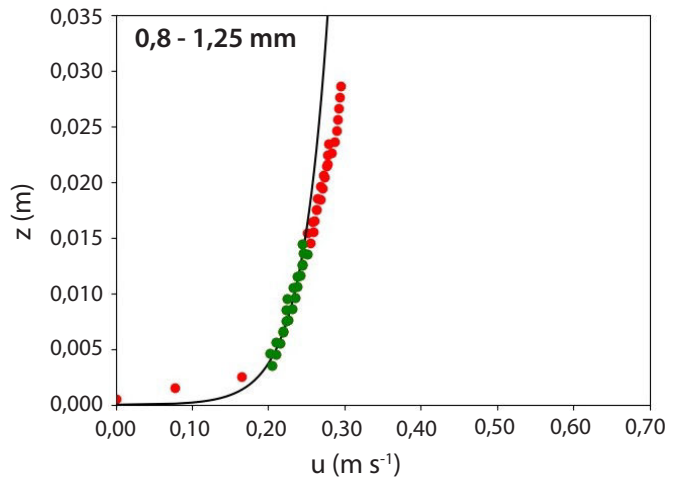
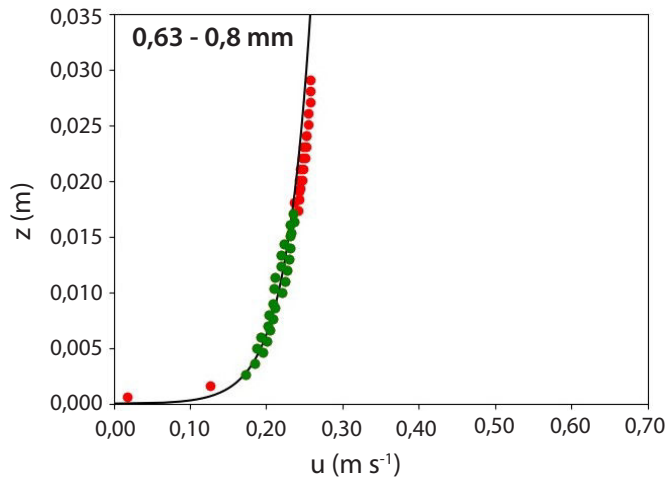
Ostrea edulis - Seuil 1 (Huître plate)



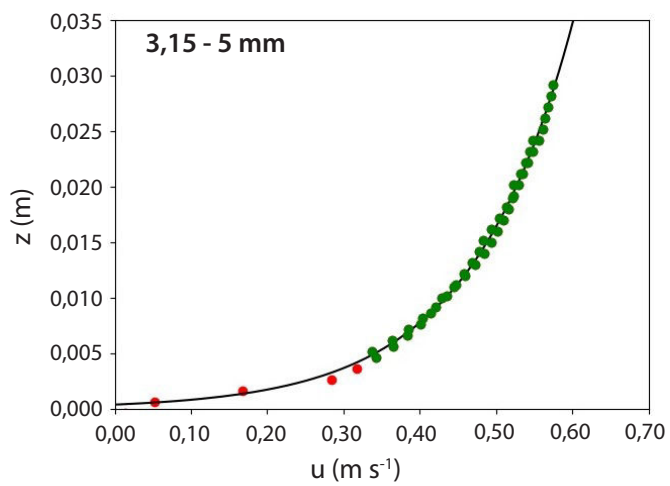
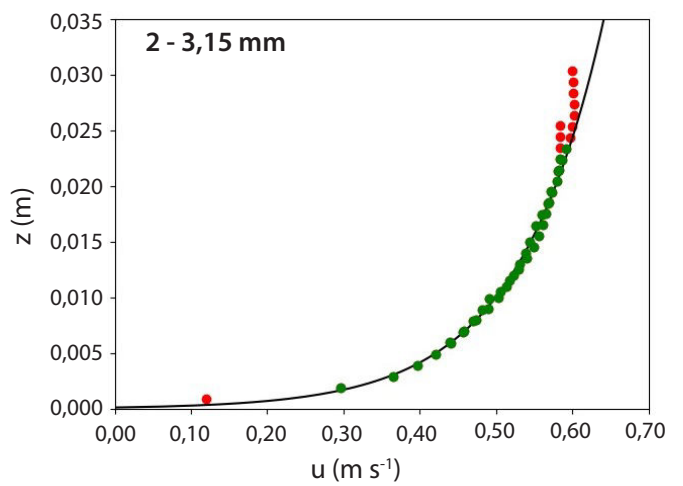
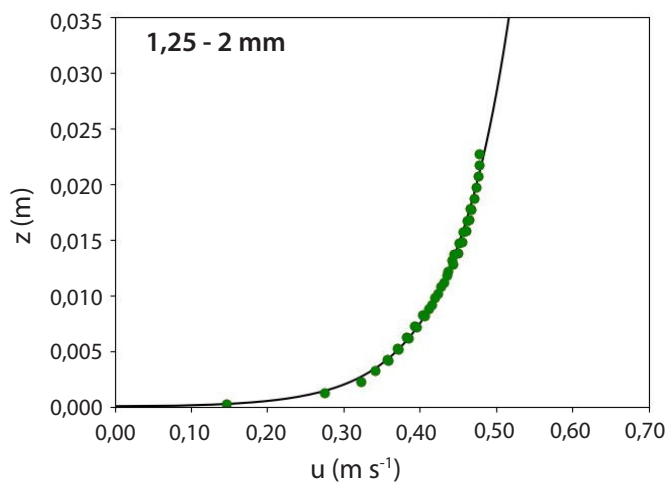
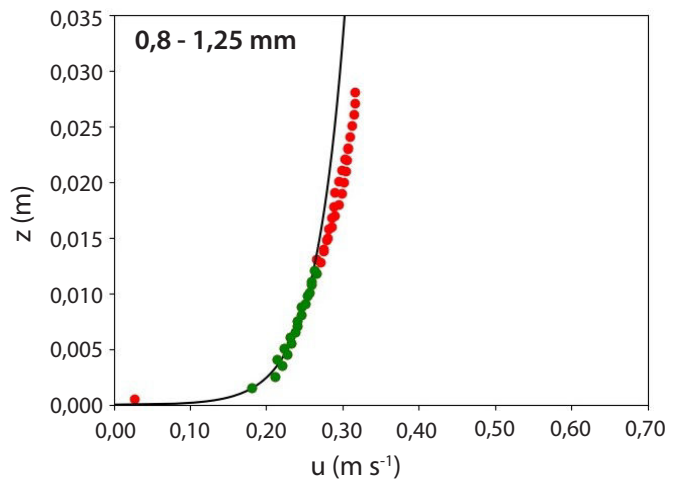
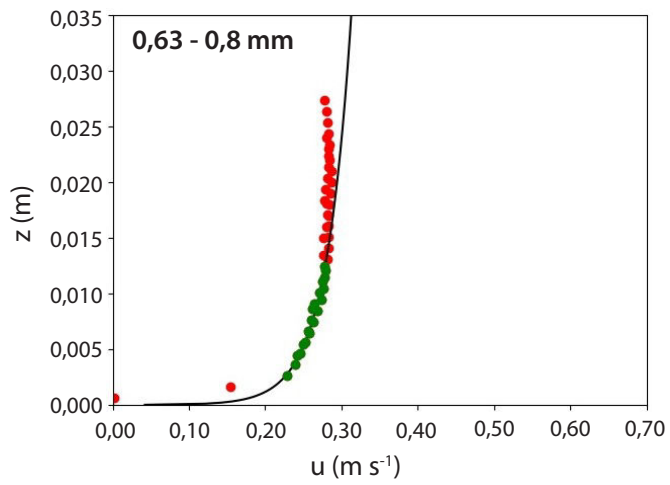
Ostrea edulis - Seuil 2 (Huître plate)



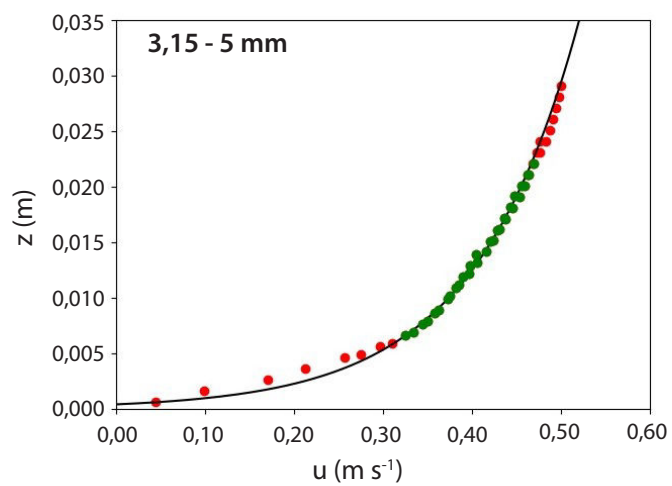
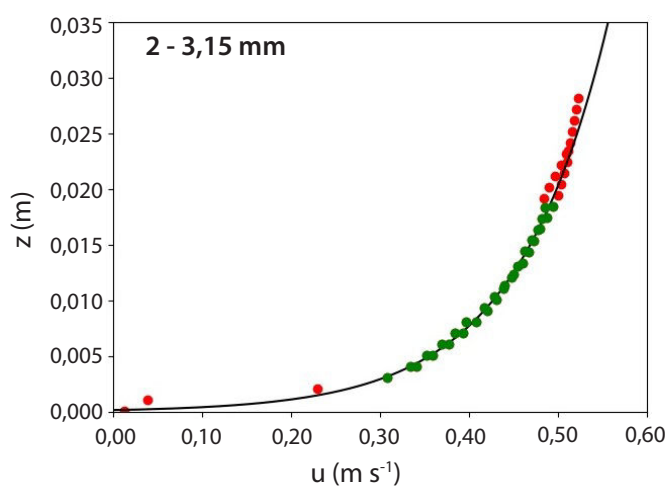
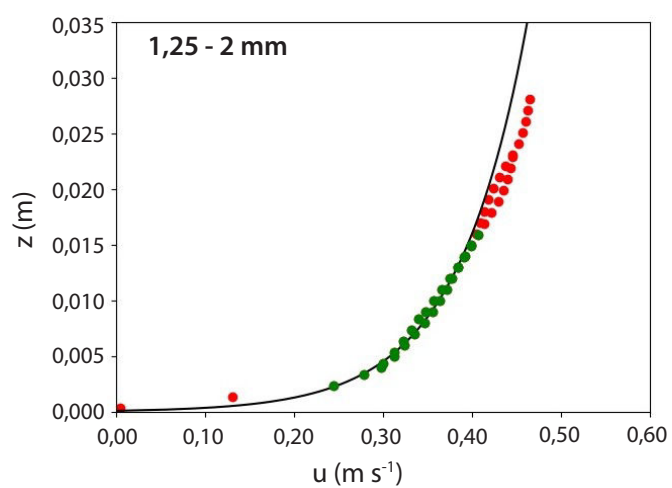
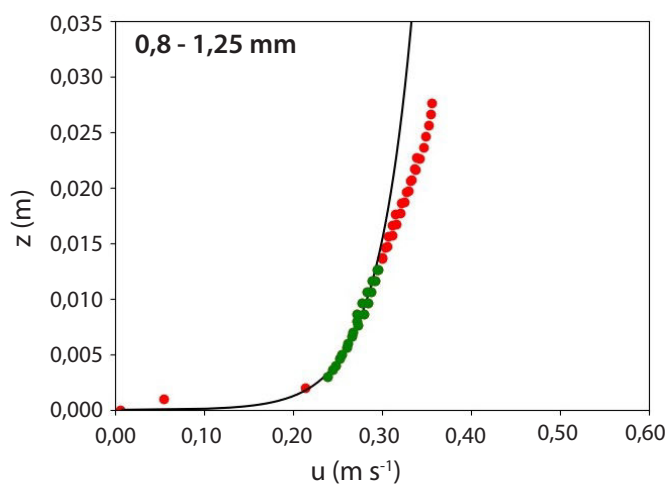
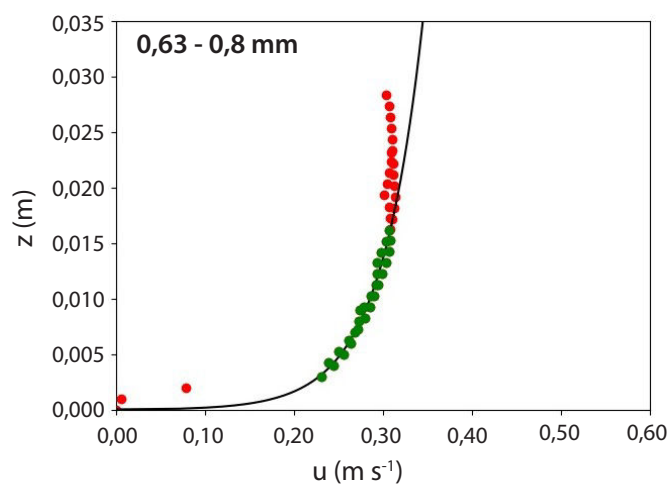
Mytilus edulis
(Moule)



***Ruditapes* sp.**
(Palourde)



Scrobicularia plana
(Scrobiculaire)



Transport sédimentaire et architecture de barrières littorales silico-bioclastiques : une approche par modélisation physique

Les environnements côtiers se caractérisent en de très nombreux endroits, depuis les zones tropicales jusqu'à des latitudes tempérées à froides, par des sédiments qui sont constitués d'un mélange de particules silicoclastiques et bioclastiques. Les processus de transport qui s'opèrent dans ces environnements dits "mixtes" sont difficiles à quantifier et modéliser compte tenu des différences de comportement hydrodynamique entre les particules silicoclastiques, souvent de forme sub-sphérique, et les particules bioclastiques dont les formes sont beaucoup plus complexes. En lien avec cette problématique, l'objectif général de la thèse est d'évaluer si des modifications de la composition de sédiments mixtes peut avoir un impact significatif sur la dynamique du trait de côte, et plus spécifiquement sur les modalités de construction des barrières littorales. Pour répondre à cet objectif une approche expérimentale a été choisie. Des expérimentations en érodimètre sous courant unidirectionnel mettent en évidence le comportement singulier des débris bioclastiques par rapport à des particules silicoclastiques, et surtout des différences significatives de comportement entre des bioclastes provenant de diverses espèces de mollusques. Ces résultats pourraient permettre notamment d'améliorer les modèles numériques de transport sédimentaire. Des expérimentations dans un grand canal à houle montrent clairement que des barrières littorales reconstituées à partir de mélanges en proportions variables de sédiments silicoclastiques et bioclastiques ont des caractéristiques morphologiques et des architectures internes différentes. Les barrières très bioclastiques sont plus hautes et moins larges que les barrières contenant plus de particules silicoclastiques. Ces conclusions suggèrent qu'une augmentation en apports bioclastiques pourrait avoir un effet positif sur la stabilité des barrières littorales.

Mots clés : environnement mixtes ; bioclastes ; modélisation physique ; seuil de mise en mouvement ; tri et transport sédimentaire ; stratigraphie

Sediment transport and architecture of mixed silici-bioclastic coastal barriers : an experimental study

In many areas, coastal environments, from tropical to temperate-cold zones, are characterized by mixed sediments, i.e. made of a mixture of siliciclastic and biogenic particles. Processes of transport that occur in these so-called "mixed" environments are difficult to quantify and model due to the differences in hydrodynamic behaviour between siliciclastic particles, generally of sub-spherical shape, and bioclastic particles the shape of which is very complex. The present PhD work is related to this topic and aims in evaluating if changes in the composition of mixed sediments can impact significantly the dynamics of the coastline, and more specifically the construction modes of coastal barriers. To reach this objective an experimental approach has been developed. Experiments in unidirectional current flume (erodimeter) highlight the singular behaviour of bioclastic debris in comparison with that of siliciclastic particles, as well as significant differences in behavior between bioclasts from various mollusc species. These results could help in improving numerical models of natural sediment transport. Experiments in a large wave flume clearly show that coastal barriers reconstructed from mixtures of varying proportions of siliciclastic and bioclastic sediments have different morphological characteristics and internal architectures. Barriers with high content in bioclastic debris are thicker and narrower compared to barriers containing more siliciclastic particles. These findings suggest that an increase in bioclastic inputs may have a positive effect on the stability of littoral barriers.

Keywords : mixed environments ; bioclasts ; physical modeling ; threshold of motion ; sediment sorting and transport ; stratigraphy