Reconstitution des paléo-submersions marines (tsunamis et tempêtes) le long de la côte Atlantique Nord du Maroc au cours des derniers millénaires

Otmane Khalfaoui

▶ **To cite this version:**

Otmane Khalfaoui. Reconstitution des paléo-submersions marines (tsunamis et tempêtes) le long de la côte Atlantique Nord du Maroc au cours des derniers millénaires. Sciences de la Terre. Normandie Université, 2021. Français. NNT : 2021NORMC262 . tel-03619449

HAL Id: tel-03619449

https://theses.hal.science/tel-03619449

Submitted on 25 Mar 2022

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

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

Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université de Caen Normandie

Reconstitution des paléo-submersions marines (tsunamis et tempêtes) le long de la côte Atlantique Nord du Maroc au cours des derniers millénaires.

Présentée et soutenue par
OTMANE KHALFAOUI

Thèse soutenue le 13/12/2021 devant le jury composé de		
M. ERIC CHAUMILLON	Professeur des universités, Université de La Rochelle	Rapporteur du jury
MME NADIA MHAMMDI	Professeur des universités, Université Mohammed V Rabat	Rapporteur du jury
MME MARIA-ANGELA BASSETI	Professeur des universités, Université Perpignan Via Domitia	Membre du jury
M. OTMANE RAJI	Maître de conférences, Université Mohammed VI Polytechnique	Membre du jury
MME BERNADETTE TESSIER	Directeur de recherche au CNRS, Université Caen Normandie	Président du jury
M. LAURENT DEZILEAU	Professeur des universités, Université Caen Normandie	Directeur de thèse

Thèse dirigée par LAURENT DEZILEAU, Morphodynamique continentale et côtière

UNIVERSITÉ CAEN NORMANDIE

ED 591 PSIME

M2C

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier, premièrement, l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail, et pour le temps qu'ils ont consacré à la lecture de ce manuscrit.

Je suis très reconnaissant à mes deux directeurs de thèses, **Laurent DEZILEAU** et **Maria SNOUSSI**, pour le soutien sans faille que j'ai reçu de leur part tout au long de ce doctorat. Merci **Laurent** de m'avoir fait confiance et d'avoir accepté de diriger ce projet de thèse. Ta rigueur scientifique et tes conseils avisés, m'ont permis de surmonter plusieurs obstacles au cours de mes recherches. Merci d'avoir partagé avec moi ton enthousiasme et ta passion pour la science. Merci **Maria** pour ton encadrement et ton suivi, qui ont commencé durant mes études de master, et qui ont continué durant la préparation de cette thèse. Grâce à toi, j'ai pu tisser de merveilleuses collaborations, qui m'ont aidées à avancer dans ce travail. J'espère que j'étais à la hauteur de **vos** attentes.

Je voudrais exprimer ma gratitude aux responsables des projets PALEOMEX-MISTRALS, SICMED et PHC-TOUBKAL (No. TBK/17/40 - Campus No. 36864YB) pour leurs soutiens financiers nécessaires pour la réussite de ce projet de thèse.

Une grande pensée à **Jean Philippe Degeai**, ingénieur de recherche au CNRS. Merci pour ton aide lors des missions de terrain. Ta contribution était vraiment cruciale pour la réussite du projet. Je tiens à te remercier également pour tes corrections et ta disponibilité à chaque fois que j'avais des questions.

Un grand merci à **Meryem Mojtahid**, enseignante-chercheuse à l'université d'Angers. Merci de m'avoir initié à l'étude des foraminifères durant mes séjours au laboratoire LPG-BIAF. Je suis très reconnaissant pour tes corrections et tes remarques vis-à-vis du manuscrit de thèse. Merci beaucoup pour tes encouragements et ton soutien.

Je tiens à remercier **Michel Condomines** pour son aide concernant les datations $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs, **Magalie Legrain** pour son assistance lors des analyses de matière organique et de calcimétrie, et **Taïs Franchet** pour son aide lors des analyses de géochimie par XRF.

Je remercie **Anne-Bocquet-Liénard** et **Marie Paule-Bataille**, du Centre Michel de Boüard – CRAHAM à Caen, pour leurs collaborations et leurs assistances lors des analyses pXRF. Elles étaient très coopératives et toujours présentes pour répondre à mes questions. Merci à vous.

Je tiens à remercie **Ilias Kacimi** et **Achab Mohammed** de l'université Mohammed V de Rabat, pour leurs conseils et leurs encouragements.

Mes remerciements vont également à **Mehdi Khalid, Zourarah Bendahou** et **Toufiq Abdelkebir** d'avoir accepté ma demande de stage au sein du laboratoire LGMSS d'El Jadida. Les deux mois de stage que j'ai passé parmi vous étaient très enrichissants, malgré les restrictions sanitaires liées à la pandémie.

Un grand salut à toute l'équipe scientifique et administrative du laboratoire M2C de Caen. Une pensée particulière à **Bernadette, Dominique, Christophe, Sandric, Marie Pierre, Franck, Aurore** et **Jean-Philippe**. Merci beaucoup pour votre aide et votre assistance.

Je remercie mes amies au Maroc et en France : **Karen, Iskander, Ilane, Loïk, Elise, Léo, Hala, Abderrahmane, Ali, Asmae** et **les deux Rajae**. J'ai passé de bons moments en votre compagnie. J'espère que notre amitié durera le plus longtemps possible.

Je remercie ma tante **Halima** et **sa famille** (**la famille Oulahyane)** pour leurs accueils à plusieurs reprises durant mes séjours en France.

Pour finir, je remercie **ma sœur** et **mes parents**, pour leur soutien permanent et pour la confiance qu'ils m'ont toujours témoigné. Qu'ils soient tous affectueusement remerciés pour avoir toujours respecté mes choix depuis le début de mes études. Vous avez été ma source de motivation. Je vous dédis ce travail.

PRODUCTION SCIENTIFIQUE

ARTICLES

Khalfaoui, Otmane, Laurent Dezileau, Jean Philippe Degeai, and Maria Snoussi. 2020. À late Holocene record of marine high-energy events along the Atlantic coast of Morocco: new evidences from the Tahaddart estuary. Geoenvironmental Disasters 7. Geoenvironmental Disasters. https://doi.org/10.1186/s40677-020-00169-5.

Kasmi, Siham, Maria Snoussi, **Otmane Khalfaoui**, Rajaa Aitali, and Latifa Flayou. 2020. Increasing pressures, eroding beaches and climate change in Morocco. Journal of African Earth Sciences 164: 103796. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103796.

Khalfaoui, Otmane, Laurent Dezileau, Meryem Mojtahid, Jean Philippe Degeai, Maria Snoussi, Karen Araya. (XXXX). Paleoenviromentale evolution of the Tahaddart estuary during the middle and late Holocene *(en preparation pour le journal "The Holocene")*

Otmane Khalfaoui, Maria Snoussi, Otmane Raji, Latifa Flayou, and Sihame Kasmi (2018): Estimation of Beach Erosion Due to Future Sea Level Rise in Morocco © Springer International Publishing AG 2018 A. Kallel et al. (eds.), Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions, Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_468

Maria Snoussi, **Otmane Khalfaoui**, Latifa Flayou, Sihame Kasmi and Otmane Raji (2018) Can ICZM Help the Resilience of Disappearing Beaches in the Face of Climate Change. © Springer International Publishing AG 2018 A. Kallel et al. (eds.), Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions, Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_11

COMMUNICATIONS DANS DES CONFERENCES INTERNATIONALES

- **22 au 25 novembre 2017 : Euro-Mediterranean Conference for Environmental Integration, Soussa, Tunisia**
  Estimation of Beach Erosion Due to Future Sea Level Rise in Morocco (Poster)

- **4 au 5 octobre 2018: Coastal hazards in Africa, Tétouan, Maroc**
  Increasing pressures, disappearing beaches and climate change in Morocco (Oral)

- **16 au 18 novembre 2020 : MED2020 (conférence en ligne)**
  Paléo-dépôts de submersions marines sur la côte Atlantique Marocaine : nouvelles observations fournies par l'estuaire de Tahaddart (Oral)

- **25 au 30 avril 2021 : European Geosciences Union 2020 (conférence en ligne)**
  The Tahaddart estuary, NW of Morocco: evidence of marine submersion events during the last 3500 years (Oral)

- **6 au 9 juillet 2021: 1st International conference on coastal research, Al-Hoceima, Maroc**
  Reconstruction of marine submersion events along the north Atlantic coast of Morocco over the last millennia: new evidence from the Tahaddart estuary (Oral)

COMMUNICATIONS A DES EVENEMENTS NATIONAUX

- **12 au 13 juin 2019** : Journée des doctorants organisée par les écoles doctorales PSIME et MIIS à Rouen ➔ prix de la meilleure présentation

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS **1**
PRODUCTION SCIENTIFIQUE **3**
ARTICLES 3
COMMUNICATIONS DANS DES CONFERENCES INTERNATIONALES 3
COMMUNICATIONS A DES EVENEMENTS NATIONAUX 4
LISTE DES FIGURES **8**
LISTE DES TABLEAUX **17**
LISTE DES EQUATIONS **18**
LISTE DES ABREVIATIONS **19**
INTRODUCTION GENERALE **20**
I. NIVEAUX MARINS EXTREMES EN MILIEU COTIER : GENERALITES **24**
I.1 INTRODUCTION 25
I.2 TYPES DE SURCOTES ET CONDITIONS DE LEUR FORMATION 25
I.2.1 Ondes de tempête *25*
I.2.2 Tsunamis *29*
I.2.3 Météotsunamis *33*
I.3 IMPACTS SUR LE DOMAINE COTIER 33
I.3.1 Impact physique *33*
I.3.2 Impacts économiques, environnementaux et sociaux *40*
I.4 IMPORTANCE DES ARCHIVES HISTORIQUES ET GEOLOGIQUES POUR LA RECONSTITUTION DES SUBMERSIONS MARINES DU PASSE 44
I.4.1 Archives historiques *45*
I.4.2 Archives géologiques *47*
I.4.3 Proxys d'identification des dépôts de haute énergie marines *48*
I.5 CONCLUSION 59
II. LE LITTORAL ATLANTIQUE MAROCAIN : UN ESPACE VULNERABLE AUX SUBMERSIONS MARINES **61**
II.1 INTRODUCTION 62
II.2 ENJEUX DE LA FAÇADE ATLANTIQUE MAROCAINE 62
II.2.1 Enjeux démographiques *62*
II.2.2 Enjeux économiques *63*
II.3 SOURCES DES SUBMERSIONS MARINES SUR LA COTE ATLANTIQUE DU MAROC 65
II.3.1 Exposition aux ondes de tempêtes *65*
II.3.2 Exposition aux tsunamis *66*

II.4 LE RISQUE DE SUBMERSION MARINE SELON LES ARCHIVES HISTORIQUES ET LES DONNEES DE MODELISATIONS 68
II.4.1 Les données historiques 68
II.4.2 Modélisation numérique 76
II.5 CONTRIBUTION DES ARCHIVES GEOLOGIQUES DANS L'ETUDE DU RISQUE LIEE AUX SUBMERSIONS MARINES 78
II.5.1 Façade Atlantique 79
II.5.2 Détroit de Gibraltar 85
II.5.3 Façade méditerranéenne 86
II.6 CONCLUSION 91
III. PRESENTATION DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART ET DE LA STRATEGIE D'ETUDE.. 93
III.1 INTRODUCTION 94
III.2 PRESENTATION DE L'ESTUAIRE TAHADDART 94
III.2.1 Situation géographique 94
III.2.2 Cadre géologique et géomorphologique 95
III.2.3 Paramètres météo-marins 99
III.2.4 Hydrologie du bassin versant 101
III.2.5 Évolution paleoenvironemenale 102
III.3 STRATEGIE D'ETUDE 106
III.3.1 Échantillonnage 108
III.3.2 Méthodes analytiques 111
III.3.3 Méthodes de datation 117
III.4 CONCLUSION 121
IV. RESULTATS 122
IV.1 CARACTERISATION DES SEDIMENTS DE SURFACE 123
IV.1.1 Géochimie 123
IV.1.2 Granulométrie 131
IV.1.3 Faunes modernes des foraminifères benthiques 133
IV.2 DESCRIPTIONS DES CAROTTES SEDIMENTAIRES 138
IV.2.1 Carotte TAH17-1 139
IV.2.2 Carotte TAH17-5 147
IV.2.3 Carotte TAH17-4 154
IV.2.4 Carotte TAH17-3 161

IV.3 DONNEES CHRONOLOGIQUES 166
IV.3.1 $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs 166
IV.3.2 Carbone 14 168
V. DISCUSSIONS 172
V.1 DEFINITION DES UNITES STRATIGRAPHIQUES 173
V.1.1 Unité A : dépôt éolien 173
V.1.2 Unité B : dépôt marin 173
V.1.3 Unité C : dépôt estuarien à forte influence marine 174
V.1.4 Unité D : dépôt estuarien à faible influence marine 175
V.1.5 Unité E : dépôt de submersion 179
V.1.6 Unité F : dépôt fluviatile supratidal 179
V.2 LIMITATIONS DE L'ETUDE 179
V.2.1 Chronologie en milieux estuariens 179
V.2.2 Processus taphonomiques et leurs impacts sur les assemblages des foraminifères 182
V.3 ESSAIE DE RECONSTRUCTION PALEOENVIRONNEMENTALE DE L'ESTUAIRE TAHADDART 186
V.3.1 Phase I (Avant 6800 cal BP) 187
V.3.2 Phase II (~ 6800-625 cal BP) 194
V.3.3 Phase III (~ 625-0 cal BP) 197
V.4 TRACES SEDIMENTAIRES D'EVENEMENTS DE SUBMERSION MARINE 199
V.4.1 Critères de reconnaissance 199
V.4.2 Identification et datations des dépôts de submersion 202
V.4.3 Corrélation des dépôts de submersion entre les archives textuelles et géologiques 212
VI. SYNTHESE ET CONCLUSIONS 217
VI.1 RAPPEL DU CONTEXTE ET DES OBJECTIVES DE L'ETUDE 218
VI.2 PRINCIPAUX RESULTATS 219
VI.2.1 Caractérisation des sédiments de surface 219
VI.2.2 Évolution paléoenviromentale de l'estuaire 219
VI.2.3 Identification des événements extrêmes enregistrés dans les archives sédimentaires 220
VI.3 PERSPECTIVES ET RECOMMANDATIONS 221
LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 223
WEBOGRAPHIE 252
ANNEXE 253

LISTE DES FIGURES

FIGURE I.1 - BLOG DIAGRAMME EXPLIQUANT LA CONTRIBUTION DU VENT AUX EVENEMENTS DE SURCOTES (DANS L'HEMISPHERE SUD) (CSIRO, 2020). 27

FIGURE I.2 - SCHEMA DE LA ZONE DE DEFERLEMENT DES VAGUES MONTRANT LES PRINCIPAUX FACTEURS CONTRIBUANT A LA SURCOTE (DSE, 2012 THE STATE OF VICTORIA, DEPARTEMENT OF SUSTAINABILITY AND ENVIRONMENT). 28

FIGURE I.3 - DIAGRAMME MONTRANT LES DIFFERENTS STADES D'UN TSUNAMI DEPUIS LA SOURCE JUSQU'A SON ARRIVEE SUR LA COTE QUI CARACTERISE LES VAGUES DE TSUNAMIS (RODRIGUEZ, 2017). 30

FIGURE I.4 - PRINCIPALES SOURCES DE TSUNAMI (HTTPS://WWW.DNR.WA.GOV/PROGRAMS-AND-SERVICES/GEOLOGY/GEOLOGIC-HAZARDS/TSUNAMIS#UNDERSTANDING-TSUNAMIS.3). 32

FIGURE I.5 - LES QUATRE REGIMES D'EROSION DE SALLENGER (2000) (ADAPTEE A PARTIR DE USGS, 2008). 35

FIGURE I.6 - PHOTOS DE ZONES COTIERES ILLUSTRANT LES DIFFERENTS REGIMES D'IMPACT FIGURANT DANS LE MODELE DE (SALLENGER, 2000). A : ÉROSION DE DUNES COTIERES DANS LE PARC DE NORTH BEACH DANS LE GRAND HAVEN (COPYRIGHT : NWS SURVEY). B : IMPACT DE L'OURAGAN DENNIS (1999) SUR LES BARRES SABLEUSES DE CORE BANKS EN CAROLINE DU NORD (COPYRIGHT : USGS). C : ILE DE DAUPHIN TOTALEMENT INONDEE DURANT L'OURAGAN KATRINA EN 2005 (COPYRIGHT : USGS). 36

FIGURE I.7 - A : DEPOTS DE BOULDERS ARRANGES SOUS FORME DE REMPART DANS L'ILE DE INISHMORE EN IRLANDE (PHOTO PRISE PAR DRONE PAR PETER COX). B : DEPOT DE BOULDERS ORGANISES SOUS FORME D'AMAS SUR LA COTE DE RABAT-SKHIRATE AU MAROC (BRILL ET AL., 2020). C : BLOC DE BOULDER (780 TONNES) ISOLE AU SOMMET D'UNE FALAISE COTIERE DANS L'ILE D'INISHMORE EN IRLANDE (COX ET AL., 2019). 38

FIGURE I.8 - A : COUPE TRANSVERSALE DE DEPOT DE BOULDERS EN FORME IMBRIQUE, LE SENS DE PENDAGE DES BOULDERS EST VERS LA SOURCE DU COURANT. B : DESSIN SCHEMATISANT UNE VUE AERIENNE D'UN DEPOT DE BOULDER. L'AXE LONG EST PARALLELE A LA DIRECTION DU COURANT. LE BOULDER PRESENTE UN PENDAGE VERS LA SOURCE DU COURANT (NICHOLS, 2009 ; TERRY ET AL., 2013). 39

FIGURE I.9 - A : UN MORCEAU DE CONTREPLAQUE A TRAVERSE UN PALMIER AU COURS DE L'OURAGAN D'ANDREW (1992), (COPYRIGHT : NOAA). B : VAGUES DE TEMPETE AFFECTANT PORT WILLIAM (COPYRIGHT : DAVID BAIRD). C : VUE AERIENNE DES INONDATIONS QUI ONT TOUCHE LA VILLE DE LA NOUVELLE ORLEANS AU COURS DE L'OURAGAN KATRINA EN 2004 (PHOTOGRAPHIE DE KYLE NIEMI). 41

FIGURE I.10 - A : DES RESERVOIRS DE STOCKAGE SUBMERGES PAR LA TEMPETE HARVEY (2017), ET APPARTEMENT A LA RAFFINERIE D'EXXON MOBIL A BAYTOWN, TEXAS (PHOTO PRISE PAR TOM FOX DU JOURNAL "THE DALLAS MORNING NEWS"). B : IMAGES SATELLITAIRES MONTRANT LA DECHARGE D'EAU DE CRUE POLLUEE A LA MER AU COURS DE L'OURAGAN FLORENCE (2018) (IMAGE DE JOSHUA STEVENS, UTILISANT DES DONNEES LANDSAT DE L'U.S. GEOLOGICAL SURVEY, PROVENANT DU SITE WEB DE LA NASA). C : BATIMENTS ENDOMMAGES DE LA CENTRALE NUCLEAIRE DE FUKUSHIMA DAIICHI, DANS LE NORD-EST DE LA PREFECTURE DE FUKUSHIMA, AU JAPON (COPYRIGHT : TOKYO ELECTRIC POWER CO.-KYODO NEWS/AP). 44

FIGURE I.11 - QUELQUES SOURCES HISTORIQUES CONTENANT DES INFORMATIONS SUR LES EVENEMENTS EXTREMES MARINS A : DES PIETONS AUX ÉTATS-UNIS MARCHANT DANS UNE RUE INONDEE APRES L'OURAGAN GALVESTON EN 1900 (COPYRIGHT : BIBLIOTHEQUE ROSENBERG). B : OBSERVATIONS DU NIVEAU DE LA MER A CADIX, 1900, ARCHIVES DE L'INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL DE MADRID (BRADSHAW ET AL., 2015). C : EXTRAIT D'UN DOCUMENT HISTORIQUE JAPONAIS DECRIVANT LES DOMMAGES CAUSES PAR UN TSUNAMI (MAKINO (1968) IN GOTO ET AL., 2010). 46

FIGURE I.12 - ILLUSTRATION SCHEMATIQUE DES SYSTEMES DE BARRIERES COTIERES TRANSGRESSIVES ET REGRESSIVES. LES TRACES D'IMPACTS PHYSIQUES DES TEMPETES SONT : A- LES CRETES DES PLAGES, B- LES ESCARPEMENTS DES TEMPETES, C- LES DEPOTS DE WASHOVER. LES SOUS-ENVIRONNEMENTS DES BARRES COTIERES : 1- SUCCESSION DE CRETES DE PLAGES, 2- MARAIS SALANTS LAGUNAIRES, 3- LAC COTIER SAUMATRE, 4- LAC COTIER D'EAU DOUCE, 5- CHENAL PRINCIPAL DE MAREE ET LES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DES DELTAS DU FLOT ET DU JUSANT, 6- BERMES DE PLAGES, 7- BARRES DE SWASH, 8- AVANT-PLAGE, 9-SOCLE (GOSLIN AND CLEMMENSEN, 2017). 48

FIGURE I.13 - PHOTO D'UNE BANDE LITTORALE SITUEE PRES DE RHODANTHE, CAROLINE DU NORD APRES L'OURAGAN ISABELLE EN SEPTEMBRE 2003. AVANT LA TEMPETE (A GAUCHE), LE SABLE DE PLAGE OCCUPE L'ESPACE ENTRE L'OCEAN ET LA ROUTE. APRES LA TEMPETE (A DROITE) LE SABLE A ETE TRANSPORTE PAR LES VAGUES A L'INTERIEUR DES TERRES POUR ATTEINDRE LES LACS. ILLUSTRATION REALISEE PAR STEPHANIE FREESE. PHOTOGRAPHIE FOURNIE PAR L'USGS. 50

FIGURE I.14 - COMPARAISON ENTRE DEPOTS DE TSUNAMI AVEC UNE SEULE COUCHE (SINGLE BED) ET AVEC PLUSIEURS COUCHES (MULTIPLE BEDS). A : COUCHE DE SABLE DEPOSEE PAR LE TSUNAMI DE GRANDS BANKS (1929) DANS UNE TOURBIERE LOCALISEE DANS LA BAIE DE TAYLORS (NEWFOUNDLAND, CANADA), B : SEQUENCE SEDIMENTAIRE DEPOSEE PAR LE TSUNAMI DE 2004 DANS LA ZONE COTIERE DE BANDA ACEH (INDONESIE) ; LA SEQUENCE EST COMPOSEE DE CINQ COUCHES SABLEUSES AVEC UN GRANOCLASSEMENT NORMAL (DAWSON AND SHI, 2000; WASSMER ET AL., 2010). 51

FIGURE I.15 - DISTRIBUTION DES ESPECES DOMINANTES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES DANS LES ESTUAIRES MESO- A MACROTIDAUX TEMPERES DE LA FAÇADE ATLANTIQUE (DEBENAY ET GUILLOU (2002) DANS DURAND, 2017). 58

FIGURE II.1 - ELEMENTS DU SYSTEME PRODUCTIF AU MAROC (HAKKOU AND BENMOHAMMAD, 2016). 64

FIGURE II.2 - A : VUE AERIENNE DU COMPLEXE TOURISTIQUE DE MAZAGAN (HTTPS://WWW.MARIEFRANCE.FR/EVASION/PERMIS-DE-REVER/DECEMBRE-AU-MAROC-394015.HTML) ; B : VUE AERIENNE SUR LA RAFFINERIE DE MOHAMMEDIA (HTTPS://WWW.BLADI.NET/INCENDIE-RAFFINERIE-SAMIR-MOHAMMEDIA.HTML) ; C : VUE AERIENNE DE LA CENTRALE THERMIQUE DE TAHADDART (HTTPS://EET.MA/). 65

FIGURE II.3 - SISMICITE ENTRE LA PERIODE 1987-2017, MONTRANT DES SEISMES AVEC DES MAGNITUDES SUPERIEURES A 3 (BAPTISTA, 2020). 67

FIGURE II.4 - SIMULATION DE PROPAGATION D'UN TSUNAMI PROVOQUE PAR L'EFFONDREMENT D'UNE PARTIE DU VOLCAN DE CUMBRE VIEJA DANS LES ILES CANARIES (ABADIE ET AL., 2020). 67

FIGURE II.5 - CARTES POSTALES ILLUSTRANT L'IMPACT DE LA TEMPETE DE 1913 CE SUR LE PORT DE CASABLANCA (HTTPS://WWW.DELCAMPE.NET/FR/COLLECTIONS/). 70

FIGURE II.6 - APERÇU DES DEGATS PROVOQUES PAR LA TEMPETE DE 2014 SUR LE LITTORAL ATLANTIQUE MAROCAIN. A : BLOC DE BOULDERS PROJETES PAR LES VAGUES SUR LA ROUTE PRINCIPALE DE SALE (HTTPS://WWW.YABILADI.COM/ARTICLES/DETAILS/22237/MAROC-AUSSI-TOUCHE-VAGUES-DEFERLANTES.HTML). B : BOUEE DE SIGNALISATION DEPOSEE PAR LA MER SUR LA PLAGE DE MOHAMMEDIA (ANP, 2014) ; C : RESTAURANT AFFECTE PAR LES VAGUES A CASABLANCA (HTTPS://WWW.YABILADI.COM/ARTICLES/DETAILS/22237/MAROC-AUSSI-TOUCHE-VAGUES-DEFERLANTES.HTML). 72

FIGURE II.7 - A : UNE PARTIE DE LA LETTRE DE SOYRIS (1755) MENTIONNE L'APPARITION DE "3 VAGUES SUCCESSIVES DE 75 PIEDS", C'EST-A-DIRE D'ENVIRON 24 M (OMIRA ET AL., 2012) ; B : SIMULATION DU TSUNAMI DE 1755 (OMIRA ET AL., 2012) ; C : EXTRAIT D'UNE PAGE DE « NASHR AL-MATANI » D'AL-QADIRI (1712-1773) DECRIVANT LES EFFETS DU TREMBLEMENT DE TERRE DE 1755 CE DANS PLUSIEURS LOCALITES MAROCAINES (CHERKAOUI ET AL., 2017) ; D : PEINTURE MONTRANT L'IMPACT DU TSUNAMI DE 1755 CE SUR LA VILLE DE LISBONNE. 75

FIGURE II.8 - SIMULATION INONDATION DE LA VILLE D'ASILAH POUR DES VAGUES DE TSUNAMI, ET DEGRE DE VULNERABILITE DES CONSTRUCTIONS DANS CETTE ZONE (EL MOUSSAOUI ET AL., 2017). 77

FIGURE II.9 - POSITION GEOGRAPHIQUE DES DEPOTS DE SUBMERSION MARINE SUR LA COTE ATLANTIQUE ET MEDITERRANEENNE DU MAROC. 79

FIGURE II.10 - IMAGES SATELLITAIRES DU WASHOVER DE LA LAGUNE D'OUALIDIA (GOOGLE EARTH). 80

FIGURE II.11 - IMAGES SATELLITAIRES DU WASHOVER DE LA LAGUNE DE SIDI-MOUSSA (GOOGLE EARTH). 81

FIGURE II.12 - BLOCS DE BOULDERS OBSERVES SUR LE LITTORAL RABAT-SKHIRAT (BRILL, 2019). 82

FIGURE II.13 - COMPARAISON ENTRE DEUX IMAGES SATELLITAIRES PRISENT SUR LE LITTORAL DE RABAT-SKHIRATE AVANT (14 DECEMBRE 2013) ET APRES LA TEMPETE DE JANVIER 2014 (7 FEVRIER 2014). 83

FIGURE II.14 - VUE AERIENNE DE LA LAGUNE DE BOUKHALEF (GOOGLE EARTH). 84

FIGURE II.15 - IMAGE SATELLITE DU MARAIS MARITIME DE TANGER, ZONE DE PROSPECTION ET DE CAROTTAGE REALISES PAR GENET (2011) ET MELLAS (2012) (GOOGLE EARTH). 86

FIGURE II.16 - CAROTTE MC45 PRELEVEE DANS LA LAGUNE DE NADOR MONTRANT DES NIVEAUX SEDIMENTAIRES, DEPOSES PAR DES VAGUES EXTREMES (RAJI ET AL., 2015). 87

FIGURE III.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART (GOOGLE EARTH). 95

FIGURE III.2 - A : DESSIN MONTRANT LES PRINCIPALES FORMATIONS GEOLOGIQUES DE LA CHAINE DU RIF (D'APRES SUTER, 1980 DANS EL TALIBI, 2016). B : DESSIN MONTRANT LES PRINCIPALES FORMATIONS GEOLOGIQUES DE LA PENINSULE DE TANGER (EL TALIBI, 2016). 1 : DEPOT QUATERNAIRE. 2 : NEOGENE. 3 : FLYSCH NUMIDIEN. 4 : PRERIF INTERNE. 5 : UNITE DE TANGER. 6 : NAPPE DE HABT. 7 : FAILLE NORMALE. 8 : FAILLE. 96

FIGURE III.3 - CARTE D'OCCUPATION DU SOL DU COMPLEXE DU BAS DE TAHADDART DESSINEE PAR N. DAKKI (HTTPS://RSIS.RAMSAR.ORG/FR/RIS/1476?LANGUAGE=FR). 98

FIGURE III.4 - UNITES MORPHOLOGIQUES DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART (AMHARRAK, 2006). 99

FIGURE III.5 - ROSE DES HOULES (A : HAUTEUR ; B : PERIODE) ET DES VENTS (C) ISSUE DE LA PLATEFORME « PUERTOS DEL ESTADO », CALCULEE SUR LA PERIODE 1958-2020. DONNEES RECOLTEES SUR LE POINT SIMAR 5042004. 100

FIGURE III.6 - IMAGE GOOGLE EARTH MONTRANT LE RELIEF DU BASSIN-VERSANT DU TAHADDART, AVEC LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET LA POSITION DES BARRAGES. 102

FIGURE III.7 - POSITION DES SITES ARCHEOLOGIQUES AUTOUR DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART, D'APRES PONSICH (1964). 104

FIGURE III.8 - APERÇU DES SIX BASSINS DE PRODUCTION DE SEL ET DE GARRUM DANS L'ESTUAIRE DE TAHADDART. ((PONSICH 1964: PL. V DANS (TRAKADAS, 2015)). 104

FIGURE III.9 - ECHANTILLONNAGE DE SURFACE SUR LE BASSIN-VERSANT (A) ET LA ZONE LITTORALE (B) DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART. 108

FIGURE III.10 - POSITION DES ECHANTILLONS DE SURFACE (CERCLES BLANCS) ET DES CAROTTES SEDIMENTAIRES (CARRES ROUGES). 109

FIGURE III.11 - MISSION DE CAROTTAGE DANS L'ESTUAIRE (SEPTEMBRE 2017). 111

FIGURE III.12 - ANALYSE GEOCHIMIQUE DES ECHANTILLONS DE SURFACE ET DES CAROTTES. A : APERÇU DU PXRF NITON XL3T. B : COUVERTURE DES DEMI-CAROTTES AVEC UN FILM ULTRALENE AVANT MESURE. C : MESURE DIRECTE SUR LES ARCHIVES. D : MORTIER A AGATE POUR BROYER LES ECHANTILLONS DE SURFACE. E : APERÇU DU PXRF EN MODE FIXE. F : EMPLACEMENT DES CAPSULES DANS LE PXRF. G : APERÇU DE LA CAPSULE UTILISEE DANS L'ANALYSE DES SEDIMENTS DE SURFACE. 113

FIGURE III.13 - A : APERÇU DU GRANULOMETRE LASER DE L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER. B : SCHEMA DE FONCTIONNEMENT D'UN GRANULOMETRE LASER (GRANGEON, 2012). 114

FIGURE III.14 - A : COLONNE DE TAMIS (63, 125 ET 150 µM) UTILISEE DANS LE LAVAGE DU SEDIMENT. B : LOUPE BINOCULAIRE POUR LE PRELEVEMENT DES FORAMINIFERES CONTENUS DANS LE SEDIMENT. C : EXEMPLE DE CELLULE DE CHAPMAN CONTENANT DES FORAMINIFERES. 115

FIGURE III.15 - B : MODES DE PRODUCTION ET DE MIGRATION DU ^{210}PB JUSQU'AU SEDIMENT FINAL (MODIFIE D'APRES CORBETT ET WALSH (2015)). C : EXEMPLE DE PROFIL DE ^{210}PB DANS UNE CAROTTE (TRAIT ROUGE DANS (B)). LE ^{210}PB EN EXCES QUI SE DESINTEGRE PROGRESSIVEMENT AVEC LA PROFONDEUR ET LE TEMPS, ET QUI N'EST PAS RENOUVELE UNE FOIS ENFOUIT (BAUMANN, 2017). 119

FIGURE IV.1 - DIAGRAMME DE CORRELATION DU CA, SR, FE, SI, AL, ZR, TI ET RB OBTENU SUR LE PXRF DU CRAHAM (CAEN). 124

FIGURE IV.2 - DIAGRAMME DE CORRELATION DU CA, SR, FE, SI, AL, ZR, TI ET RB OBTENU SUR LE PXRF DE GEOSCIENCE MONTPELLIER. 125

FIGURE IV.3 - DOUBLE PRESENTATION DES VARIABLES ET DES INDIVIDUS SUR LES DEUX COMPOSANTES F1 ET F2. 126

FIGURE IV.4 - POURCENTAGE DE VARIANCE EXPLIQUE SELON LES COMPOSANTES. NOUS AVONS SELECTIONNE LA PREMIERE ET DEUXIEME COMPOSANTE (F1 ET F2), QUI EXPLIQUENT RESPECTIVEMENT 51,52 % ET 15,41 % DE LA VARIANCE TOTALE. 127

FIGURE IV.5 - PROJECTIONS DES VARIABLES SUR LA PREMIERE COMPOSANTE (F1). SUR L'AXE DES ABSCISSES SE TROUVE LES ELEMENTS CHIMIQUES, ET SUR L'AXE DES ORDONNEES, LES FACTEURS DE CORRELATION. 127

FIGURE IV.6 - PROJECTIONS DES VARIABLES SUR LA DEUXIEME COMPOSANTE (F2). SUR L'AXE DES ABSCISSES SE TROUVE LES ELEMENTS CHIMIQUES, ET SUR L'AXE DES ORDONNEES, LES FACTEURS DE CORRELATION. 127

FIGURE IV.7 : CARTES DES CONCENTRATIONS DU CALCIUM (A), STRONTIUM (B), ZIRCONIUM (C), RUBIDIUM (D) ET SILICIUM (E) AUTOUR DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART. 131

FIGURE IV.8 : A : REPRESENTATION DES ECHANTILLONS DE SURFACE SUR LE DIAGRAMME DE SHEPARD 1957. B : COURBES DE FREQUENCE DES ECHANTILLONS DE SURFACE. 132

FIGURE IV.9 : POURCENTAGE RELATIF DES FORAMINIFERES BENTHIQUES PRESENTS DANS LES ECHANTILLONS DE SURFACE COLLECTES SUR LA PLAGE DE TAHADDART (L1, L7 ET L10). EN COULEUR BLEUE LES ESPECES AVEC UN POURCENTAGE RELATIF SUPERIEUR A 5 % DANS AU MOINS UN ECHANTILLON. EN ROUGE LES ESPECES AVEC UN POURCENTAGE RELATIF INFERIEUR A 5 % SUR L'ENSEMBLE DES ECHANTILLONS. EN NOIR L'ABONDANCE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES. 133

FIGURE IV.10 - PHOTOS A LA LUMIERE NATURELLE ET AU MEB DES FORAMINIFERES TROUVES DANS LES ECHANTILLONS DE SURFACE (1, 7 ET 10) ET LES CAROTTES TAH17-1, TAH17-5, TAH17-4 ET TAH17-3. L'IDENTIFICATION DES ESPECES RESTE APPROXIMATIVE ETANT DONNE L'ETAT DE CONSERVATION DES COQUILLES. L'ECHELLE CORRESPOND A 200 µM. 1 : *AMMONIA BECCARII* (LINNAEUS, 1758), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 2 : *AMMONIA TEPIDA* (CUSHMAN, 1926), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 3 : *ELPHIDIUM CRISPUM* (LINNAEUS, 1758), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 4 : *LOBATULA LOBATULA* (WALKER & JACOB, 1798), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 5 : *CIBICIDES PACHYDERMA* (RZEHAK, 1886), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 6 : *HAYNESINA GERMANICA* (EHRENBERG, 1840), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 7 : *ENTZIA MACRESCENS* (BRADY, 1870), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE 2 (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 8 : *TROCHAMMINA INFLATA* (MONTAGU, 1808), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 9 : *HYALINE* SP. (HOFKER, 1951), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 10 : *VALVULINERIA* SP. (CUSHMAN, 1926), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE UMBILICAL (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 11 : *CASSIDULINA LAEVIGATA* (ORBIGNY, 1826), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB), PHASE LATERALE (B- IMAGE NATURELLE, E- IMAGE MEB), PHASE 2 (C- IMAGE NATURELLE, F- IMAGE MEB) ; 12 : *NONION* SP. (MONTFORT, 1808), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE, C- IMAGE MEB), PHASE OMBILICALE (B- IMAGE NATURELLE, D- IMAGE MEB) ; 13 : *GLOBOCASSIDULINA SUBGLOBOSA* (BRADY, 1881),

A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 14 : *LENTICULINA GIBBA* (D'ORBIGNY, 1839), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 15 : *NONION FABA* (FICHTEL & MOLL, 1798), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 16 : *ELPHIDIUM INCERTUM* (WILLIAMSON, 1858), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE), PHASE 2 (IMAGE NATURELLE) ; 17 : *DISCORBINELLA BERTHELOTI* (D'ORBIGNY, 1839), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE), PHASE OMBILICALE (IMAGE NATURELLE) ; 18 : *HYALINEA BALTHICA* (SCHRÖTER, 1783), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 19 : *CRIBROELPHIDIUM ALBIUMBILICATUM* ? (WEISS, 1954), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE), PHASE 2 (IMAGE NATURELLE) ; 20 : *ELPHIDIUM OCEANENSE* (D'ORBIGNY IN FORNASINI, 1904), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE), PHASE 2 (IMAGE NATURELLE) ; 21 : *PLANORBULINA MEDITERRANENSIS* (ORBIGNY, 1826), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE), PHASE 2 (IMAGE NATURELLE) ; 22 : *GYROIDINA ORBICULARIS* (ORBIGNY IN PARKER, JONES & BRADY, 1865), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE), PHASE OMBILICALE (IMAGE NATURELLE) ; 23 : *ELPHIDIUM LESSONII* (ORBIGNY, 1839), PHASE 1 (A- IMAGE NATURELLE), PHASE 2 (IMAGE NATURELLE) ; 24 : *ROSALINA GLOBULARIS* (ORBIGNY, 1826), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE), PHASE UMBILICAL (IMAGE NATURELLE) ; 25 : *ASTERIGERINATA MAMILLA* (WILLIAMSON, 1858), PHASE SPIRALE (A- IMAGE NATURELLE), PHASE UMBILICAL (IMAGE NATURELLE) ; 26 : *BOLIVINA* SP. (ORBIGNY, 1839), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 27 : *QUINQUELOCULINA* SP. (LINNAEUS, 1758), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 28 : *UVIGERINA* SP. (ORBIGNY, 1826), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 29 : *BULIMINA GIBBA* (FORNASINI, 1902), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 30 : *TEXTULARIA* SP. (DEFRANCE, 1824), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 31 : *MILIAMMINA* SP. ? (HERON-ALLEN & EARLAND, 1930), A- IMAGE NATURELLE ; 32 : *TEXTULARIA PSEUDOGRAMEN*? (CHAPMAN & PARR, 1937), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 33 : *RZEHAKINA* SP. (CUSHMAN, 1927), IMAGE NATURELLE ; 34 : INDET SP. 1, A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 35 : *GLOMOSPIRA* SP. (RZEHAK, 1885), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 36 : *CIBIDOIDES* SP. ?, A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 37 : *STILOSTOMELLA* SP. (GUPPY, 1894), A, B, C, D, E- IMAGE NATURELLE ; 38 : *LAGENA* SP. (WALKER & JACOB, 1798), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 39 : *GLOBIGERINA BULLOIDES* (D'ORBIGNY, 1826 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 40 : *PARAGLOBOROTALIA* SP. ? (CIFELLI, 1982 F. PLANCTONIQUE) A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 41 : *GLOBOROTALIA MENARDII* ? (ORBIGNY IN PARKER, JONES & BRADY, 1865 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 42 : *ORBULINA UNIVERSA* (ORBIGNY, 1839 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 43 : *GLOBOTRUNCANA LINNEIANA* ? (ORBIGNY, 1839 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 44 : *GLOBIGERINITA GLUTINATA* (EGGER, 1893 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 45 : *HASTIGERINA PELAGICA* ? (ORBIGNY, 1839 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 46 : *VERNEUILINULLA PROPINQUA* ? (BRADY, 1884 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 47 : *GLOBIGERINITA UVULA* (EHRENBERG, 1861 ; F. PLANCTONIQUE), A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 48 : *HETEROHELIX* SP. (EHRENBERG, 1843 ; F. PLANCTONIQUE) ; A- IMAGE NATURELLE, B- IMAGE MEB ; 49 : INDET SP. 2, IMAGE NATURELLE ; 50 : INDET SP. 3, IMAGE NATURELLE. 137

FIGURE IV.11 - PRESENTATION DE LA CAROTTE TAH17-1, AVEC PHOTOS ZOOMEES SUR QUELQUES SEGMENTS (EN CADRE ROUGE) PERMETTANT D'OBSERVER LES PRINCIPAUX FACIES. 143

FIGURE IV.12 - LOG SCHEMATIQUE DE LA CAROTTE TAH17-1 EXPOSANT LES RESULTATS DE GRANULOMETRIE (POURCENTAGE DES FRACTIONS GRANULOMETRIQUES (F.G ; ARGILE, SILT ET SABLE), LA MOYENNE ET L'INDICE DE TRI (SO)). 144

FIGURE IV.13 - PROFILS GEOCHIMIQUES DE SEPT ELEMENTS CHIMIQUES LE LONG DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE TAH17-1. LES CONCENTRATIONS DU CA, SR, ZR, CL, S SONT NORMALISEES PAR RAPPORT AU RB. 145

FIGURE IV.14 - ABONDANCES RELATIVES DES PRINCIPALES (5 %) ESPECES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES DANS LA CAROTTE TAH17-1 REGROUPEES EN ESPECES ESTUARIENNES ET MARINES. LES ESPECES AVEC UNE ABONDANCE INFERIEURE A 5 % SONT CLASSEES DANS LA CATEGORIE « AUTRES ESPECES ». LES PROFILS EN NOIR REPRESENTENT L'ABONDANCE ABSOLUE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES. LES CERCLES EN ROUGE PERMETTENT DE LOCALISER LA PROFONDEUR DES ECHANTILLONS INVESTIGUES. 147

FIGURE IV.15 - PRESENTATION DE LA CAROTTE TAH17-5, AVEC PHOTOS ZOOMEES SUR QUELQUES SEGMENTS (EN CADRE ROUGE) PERMETTANT D'OBSERVER LES PRINCIPAUX FACIES. 150

FIGURE IV.16 - LOG SCHEMATIQUE DE LA CAROTTE TAH17-5 EXPOSANT LES RESULTATS DE GRANULOMETRIE (POURCENTAGE DES FRACTIONS GRANULOMETRIQUES (F.G ; ARGILE, SILT ET SABLE), LA MOYENNE ET L'INDICE DE TRI (SO)), DE CALCIMETRIE ($CaCO_3$) ET DE PERTE AU FEU (M.O). 151

FIGURE IV.17 - PROFILS GEOCHIMIQUES DE SEPT ELEMENTS CHIMIQUES LE LONG DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE TAH17-5. LES CONCENTRATIONS DU CA, SR, ZR, CL, S SONT NORMALISEES PAR RAPPORT AU RB. 152

FIGURE IV.18 - ABONDANCES RELATIVES DES PRINCIPALES ESPECES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES DANS LA CAROTTE TAH17-5 REGROUPEES EN ESPECES ESTUARIENNES ET MARINES. LES ESPECES AVEC UNE ABONDANCE INFERIEURE A 5 % SUR L'ENSEMBLE DES ECHANTILLONS SONT CLASSEES DANS LA CATEGORIE « AUTRES ESPECES ». LES PROFILS EN NOIR PRESENTENT L'ABONDANCE ABSOLUE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES. LES CERCLES EN ROUGE PERMETTENT DE LOCALISER LA PROFONDEUR DES ECHANTILLONS INVESTIGUES. 154

FIGURE IV.19 - PRÉSENTATION DE LA CAROTTE TAH17-4 AVEC PHOTOS ZOOMÉES SUR QUELQUES SEGMENTS (EN CADRE ROUGE) PERMETTANT D'OBSERVER LES PRINCIPAUX FACIÈS. 157

FIGURE IV.20 - LOG SCHEMATIQUE DE LA CAROTTE TAH17-4 EXPOSANT LES RESULTATS DE GRANULOMETRIE (POURCENTAGE DES FRACTIONS GRANULOMETRIQUES (F.G ; ARGILE, SILT ET SABLE), LA MOYENNE ET L'INDICE DE TRI (SO)), DE CALCIMETRIE ($CaCO_3$) ET DE PERTE AU FEU (M.O). 158

FIGURE IV.21 - PROFILS GEOCHIMIQUES DE SEPT ELEMENTS CHIMIQUES LE LONG DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE TAH17-4. LES CONCENTRATIONS DU CA, SR, ZR, CL, S SONT NORMALISES PAR RAPPORT AU RB. 159

FIGURE IV.22 - ABONDANCES RELATIVES DES PRINCIPALES (5 %) ESPECES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES DANS LA CAROTTE TAH17-4 REGROUPEES EN ESPECES ESTUARIENNES ET MARINES. LES ESPECES AVEC UNE ABONDANCE INFERIEURE A 5 % SONT CLASSEES DANS LA CATEGORIE « AUTRES ESPECES ». LES PROFILS EN NOIR PRESENTENT L'ABONDANCE ABSOLUE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES. LES CERCLES EN ROUGE PERMETTENT DE LOCALISER LA PROFONDEUR DES ECHANTILLONS INVESTIGUES. 161

FIGURE IV.23 - PRESENTATION DE LA CAROTTE TAH17-3, AVEC PHOTOS ZOOMEES SUR DES SEGMENTS (EN CADRE ROUGE) PERMETTANT D'OBSERVER LES PRINCIPAUX FACIES. 163

FIGURE IV.24 - LOG SCHEMATIQUE DE LA CAROTTE TAH17-3 EXPOSANT LES RESULTATS DE GRANULOMETRIE (POURCENTAGE DES FRACTIONS GRANULOMETRIQUES (F.G ; ARGILE, SILT ET SABLE), LA MOYENNE ET L'INDICE DE TRI (SO)), DE CALCIMETRIE ($CaCO_3$) ET DE PERTE AU FEU (M.O). 164

FIGURE IV.25 - PROFILS GEOCHIMIQUES DE SEPT ELEMENTS CHIMIQUES LE LONG DE LA CAROTTE SEDIMENTAIRE TAH17-3. LES CONCENTRATIONS DU CA, SR, ZR, CL, S SONT NORMALISEES PAR RAPPORT AU RB. 165

FIGURE IV.26 : VALEUR ABSOLUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES DANS LA CAROTTE TAH17-3. LES CERCLES EN ROUGE PERMETTENT DE LOCALISER LA PROFONDEUR DES ECHANTILLONS INVESTIGUES. 166

FIGURE IV.27 - PROFILS D'ACTIVITE DU ^{137}Cs ET $^{210}Pb_{EX}$ DANS LES SEDIMENTS CAROTTES DU TAH17-1, TAH17-4 ET TAH17-3. LA CARTE MONTRE LA POSITION DES CAROTTES (EN CERCLE ROUGE) SUR LESQUELLES LES ANALYSES $^{210}Pb_{EX}$ ET ^{137}Cs ONT ETE REALISEES. 168

FIGURE V.1 - CORRELATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ENTRE LES UNITES STRATIGRAPHIQUES DES CAROTTES TAH17-1, TAH17-5 ET TAH17-4 (TRANSECT CROSS-SHORE AA'). LES AGES SONT EN CAL BP (PAR RAPPORT A 1950)..... 177

FIGURE V.2 - CORRELATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ENTRE LES UNITES STRATIGRAPHIQUES DES CAROTTES TAH17-1 ET TAH17-3 (TRANSECT LONG-SHORE BB'). LES AGES SONT EN CAL BP (PAR RAPPORT A 1950). 178

FIGURE V.3 - VISUALISATION GRAPHIQUE DE LA METHODE UTILISEE POUR L'ESTIMATION DE LA VALEUR DE DELTA R. LA COURBE DE CALIBRATION INTCAL13 EST EN COULEUR MARRON. LA COURBE DE CALIBRATION MARIN13 EST EN BLEU. LA LIGNE NOIRE EST LA PROJECTION DE L'AGE HISTORIQUE 1240 CE SUR LES DEUX COURBES INTCAL13 ET MARIN13. LA LIGNE VERTE A DOUBLE FLECHE INDIQUE LA VALEUR DE R. LA LIGNE VIOLETTE A DOUBLE FLECHE INDIQUE LA VALEUR DE DELTAR. 181

FIGURE V.4 - REMPLISSAGE PYRITISE DE TESTS DE DEUX ESPECES DE FORAMINIFERE CALCAIRES, *HAYNESINA GERMANICA* (A) ET *AMMONIA TEPIDA (B),* TROUVEES DANS LE FACIES 3-2 (CAROTTE TAH17-3). 185

FIGURE V.5 - TRACES DE PROCESSUS TAPHONOMIQUES OBSERVEES SUR LES TESTS DE FORAMINIFERES. A : *ELPHIDIUM* SP. (CASSURES ET TRACE DE DISSOLUTION). B : FORAMINIFERE PLANCTONIQUE (DISSOLUTION). C : FORAMINIFERE PLANCTONIQUE (DISSOLUTION). D : *ELPHIDIUM* SP. (DISSOLUTION). E : *AMMONIA* SP. (TRACE DE BIOEROSION ET DE DISSOLUTION). F : *UVIGERINA* SP. (CASSURES ET TRACE DE DISSOLUTION). 186

FIGURE V.6 - PHOTO D'UN AFFLEUREMENT QUI MONTRE LA STRUCTURE INTERNE DU COMPLEXE DUNAIRE INVESTIGUEE PAR DAUGAS ET AL. (2008) ET EL TALIBI ET AL. (2016). LA PARTIE SUPERIEURE DE CET AFFLEUREMENT EST COMPOSEE DE SABLE EOLIEN SIMILAIRE A L'UNITE A. 187

FIGURE V.7 - RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART DURANT LA PERIODE HOLOCENE. PHASE 1 (ANTERIEUR A 6800 CAL BP) **: A.** INCISION DE LA VALLEE PAR LES COURS D'EAUX HACHEF ET MHARHAR LIEE A LA PERIODE DE BAS NIVEAU MARIN. **B.** TRANSGRESSION HOLOCENE ET TRANSFORMATION DE LA VALLEE EN BAIE PARTIELLEMENT OUVERTE SUR L'OCEAN ATLANTIQUE. PHASE

II (6800-625 cal BP) **: C.** Progradation des deux rivieres Hachef et Mharhar a l'interieur de la baie apres la stabilisation du niveau marin. Renforcement du cordon dunaire pleistocene par des sediments marins holocenes. **D.** Arrivee du delta du fleuve Hachef sur la zone de carottage a partir de ~625 Cal BP. Creusement d'un chenal par la riviere Hachef au niveau de la carotte TAH17-4. **E.** Occurrence d'un evenement de submersion sur la zone a ~625 cal BP, responsable d'un hiatus sedimentaire sur les carottes TAH17-1 et TAH17-5 (TAH17-3 ?). Phase III (625-0 cal BP) : **F.** reprise de la sedimentation fluviatile sur l'ensemble des carottes. **G.** Occurrence d'un autre evenement de submersion a ~200 cal BP, qui va provoquer un deuxieme hiatus sur les carottes TAH17-1, TAH17-3 et TAH17-5. **H.** Reprise de la sedimentation fluviatile et comblement de ce qui reste comme espace de sedimentation. 194

Figure V.8 - 1 : Variation de l'ecart-type en fonction des classes granulometriques dans la carotte TAH17-1 (1.a), TAH17-3(1.b), TAH17-5 (1.d) et TAH17-4 (1.c). Les points rouges representant les populations avec la plus grande variabilite. 2. Granulometrie des echantillons de surface collectes sur la partie littoral et estuaire de la zone de Tahaddart..... 201

Figure V.9 - Niveaux sableux illustrant des depots sableux de submersion marine sur la carotte TAH17-1. Le bleu transparent est associe aux evenements de submersion probables. Le gris transparent est associe aux evenements de submersion peu probables..... 206

Figure V.10 - Niveaux sableux illustrant des depots sedimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-3. Le bleu transparent est associe aux evenements de submersion probables. 207

Figure V.11 - Niveaux sableux illustrant des depots sedimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-4. Le bleu transparent est associe aux evenements de submersion probables. Le gris transparent est associe aux evenements de submersion peu probables..... 208

Figure V.12 - Niveaux sableux illustrant des depots sedimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-5. Le bleu transparent est associe aux evenements de submersion probables. Le gris transparent est associe aux evenements de submersion peu probables..... 209

Figure V.13 - Correlation cross-shore entre les depots sedimentaires identifies comme des depots de submersion marine (transect AA'). 210

Figure V.14 - Correlation cross-shore entre les depots sedimentaires identifies comme depot de submersion marine (transect BB')..... 211

Figure V.15 - Correlation chronologique entre les evenements de submersion identifies et dates des differentes carottes de notre zone d'etude, et les evenements identifies le long de la cote atlantique espagnole, portugaise et marocaine : (1) (Dawson et al., 1995) ; (2) (Costa et al., 2012) ; (3) Compilation des depots tsunamigeniques d'apres Ruiz et al., (2013) ; (4) Compilation des depots tsunamigeniques d'apres (Lario et al., 2011) ; (5) (Rodriguez-Ramirez et al., 2015) ; (6) ((El Talibi et al., 2016) ; (7) (Mhammdi et al., 2015) ; (8) (Chahid et al., 2016) ; (9) (Mellas, 2012). Les points d'interrogation indiquent un age estime..... 215

Liste des tableaux

Tableau I.1 - Caracteristiques de l'onde de tempete causee par un cyclone tropical (ouragan et typhon) et extratropical (Gonnert et al., 2001; von Storch and Woth, 2008)..... 26

Tableau II.1 - Historique des tempetes sur la cote Atlantique Marocaine presente par Mhammdi et al. (2020). AEMET : « Agencia Estatal de Meteorologia, Spain »..... 68

Tableau II.2 - Catalogue de tsunami Marocain propose par Kaabouben et al. (2009)..... 73

Tableau II.3 - Tableau recapitulatif des paleo-depots de submersion marine identifies sur les cotes Marocaines. 88

Tableau III.1 - Tableau recapitulatif du travail realise durant cette these ainsi que les collaborations mises en place. La couleur verte avec mention « Oui » indique les analyses realisees personnellement durant la these. La couleur orange indique les noms des personnes qui ont participe aux analyses. La couleur noire precise les noms des laboratoires partenaires (GM : Geosciences Montpellier. M2C-Caen : Morphodynamique Continentale et Cotiere de Caen. LPG-BIAF : Laboratoire de Planetologie et Geodynamique - Bioindicateurs Actuels & Fossiles. LGMSS – Laboratoire de Geosciences Marines et sciences du sol. CRAHAM : Centre Michel de Boüard – CRAHAM). 106

Tableau III.2 - Coordonnees et types d'analyse menes sur les echantillons de surface (geochimie, granulometrie et foraminiferes). 109

Tableau III.3 - Caracteristiques des cinq carottes sedimentaires prelevees dans l'estuaire de Tahaddart..... 111

Tableau IV.1 - Resultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-4. 169

Tableau IV.2 - Resultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-5. 170

Tableau IV.3 - Resultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-1. 170

Tableau V.1 - Estimation de l'age reservoir en utilisant les deux echantillons SacA 54447 (coquille) et SacA 54446 (bois) collectes dans la carotte TAH17-4. 181

LISTE DES EQUATIONS

ÉQUATION III.1 116

ÉQUATION III.2 116

ÉQUATION III.3 116

ÉQUATION IV.1 167

ÉQUATION V.1 183

ÉQUATION V.2 183

ÉQUATION V.3 183

ÉQUATION V.4 183

ÉQUATION V.5 184

LISTE DES ABREVIATIONS

AEMET : AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGIA, SPAIN

ANP : AGENCE NATIONAL DES PORTS

ASM : ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

BCE : BEFOR COMMON ERA

BP : BEFOR PRESENT

CAL BP: CALIBRATED BEFOR PRESENT

CE: COMMON ERA

COMCOT: CORNNELL MULTI-GRID COUPLED TSUNAMI MODEL

COP : « CONFERENCE DES PARTIES » A LA CONVENTION DE L'ONU SUR LE CLIMAT

CRAHAM : CENTRE DE RECHERCHES ARCHEOLOGIQUES ET HISTORIQUES ANCIENNES ET MEDIEVALES

DMN : DIRECTION DE METEOROLOGIE NATIONALE

EMTC : EURO-MEDITERRANEAN TSUNAMI CATALOGUE

GM : GÉOSCIENCES MONTPELLIER

GITEC : GENESIS AND IMPACT OF TSUNAMIS IN THE EUROPEAN COASTS

GPR : RADAR GEOPHYSIQUE

INSAP : INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES DE L'ARCHEOLOGIE ET DU PATRIMOINE

LGMSS : LABORATOIRE DE GEOSCIENCES MARINES ET SCIENCES DU SOL

LIDAR : LIGHT DETECTION AND RANGING

LPG-BIAF : LABORATOIRE DE PLANETOLOGIE ET GEODYNAMIQUE - BIOINDICATEURS ACTUELS & FOSSILES

M.O : MATIERE ORGANIQUE

M2C-CAEN : MORPHODYNAMIQUE CONTINENTALE ET COTIERE DE CAEN

NAAREST : INTEGRATED OBSERVATIONS FROM NEAR SHORE SOURCES OF TSUNAMIS

RAMSAR : LA CONVENTION RELATIVE AUX ZONES HUMIDES D'IMPORTANCE INTERNATIONALE PARTICULIEREMENT COMME HABITATS DES OISEAUX D'EAU

TRANSFER : TSUNAMI RISK AND STRATEGIES FOR THE EUROPEAN REGION

V.O.A : VOICE OF AMERICA

XRF : FLUORESCENCE DES RAYONS X

INTRODUCTION GENERALE

Bien que la zone côtière constitue une portion relativement mineure de la surface terrestre de notre planète, elle accueille plus de 60 % de la population mondiale, et des milliards d'habitants dépendent des ressources que ces régions génèrent (Nicholls et al., 2007). Le littoral abrite aujourd'hui les plus grandes métropoles urbaines, tels que Tokyo (Japon), Manille (Philippine) et New York (États-Unis). Cette pression anthropique est responsable de la dégradation de cet espace, à travers la surexploitation des ressources naturelles, la bétonisation du cordon dunaire, l'érosion côtière, l'urbanisme linéaire et la pollution (Snoussi et al., 2008). À cause de ce développement côtier non contrôlé, l'aléa de submersion marine, provoquée par les ondes de tempête et les tsunamis, est aujourd'hui parmi les catastrophes naturelles les plus coûteuses en termes de dégâts économiques et humains. En 2004, le tsunami de Sumatra a provoqué la mort de 165 708 personnes en Indonésie, et des pertes économiques estimée à 4,46 milliards de dollars américains (EM-DAT Public). En 2005, les États-Unis ont enregistré des pertes économiques estimées à 125 milliards de dollars américains à cause du cyclone de Katrina, ainsi que la mort de 1 833 personnes (EM-DAT Public). Avec l'augmentation prévue du niveau marin moyen, provoquée par le réchauffement climatique, ces événements de submersion risquent de devenir de plus en plus fréquents (GIEC, 2014). Des projections estiment que les pertes mondiales (annuelles) liées aux inondations côtières devraient passer de 6 milliards de dollars US en 2005 à 52 milliards de dollars US en 2050 (Hallegatte et al., 2013).

Les études historiques et géologiques sur les événements de submersions marines peuvent fournir des informations précieuses sur leurs caractéristiques (type, hauteur des vagues, distance d'inondation, dégâts enregistrés…) et leurs intervalles de récurrence, qui peuvent et doivent être intégrées dans les plans de gestion des côtes et des risques, afin de réduire les dommages et la mortalité (Raji, 2014). En se basant uniquement sur des données instrumentales, la région Sumatra-Andaman a été considérée, avant 2004, comme zone à faible risque de tsunami (Berninghausen, 1966; Jankaew et al., 2008). Après l'événement de 2004, de nombreux chercheurs (Satake and Atwater, 2007; Monecke et al., 2008) ont commencé à rapporter des preuves géologiques de l'occurrence d'autres événements de tsunamis dans la région, ce qui a invité les décideurs à revoir leurs stratégies de gestion du risque liée aux événements de tsunami.

L'état actuel des connaissances sur les submersions marines le long de la côte Atlantique Marocaine est basé principalement sur de rares enregistrements textuels et instrumentaux, ce qui est insuffisant pour déchiffrer le comportement de ces événements de basse fréquence, mais à fort impact (Raji et al., 2015). Au cours des 10 dernières années, plusieurs sites côtiers ont été

investigué, à la recherche de traces sédimentaires laissées par des submersions marines, en espérant pouvoir les dater, dans un but de combler le manque d'informations vis-à-vis de ce risque naturel. Cette approche géologique a permis d'identifier des traces sédimentaires de ces événements, sous forme de (1) méga blocs (ou boulders) répartis sur les plages de Larache (Mhammdi et al., 2015), Rabat-Skhirate (Mhammdi et al., 2008 ; Medina et al., 2011), Sidi Moussa (Mellas, 2012) et Safi (Theilen-Willige et al., 2013), ou sous forme de (2) sédiments fins (typiquement de la taille du sable) sur la côte de Rabat-Skhirate et Tahaddart (Chahid et al., 2016 ; El Talibi et al., 2016), les lagunes de Oualidia-Sidi Moussa (Leorri et al., 2010; Mellas, 2012) et l'estuaire du Loukous (Mhammdi et al., 2015). Malgré ces efforts, ces études restent peu nombreuses comparées aux côtes Atlantiques ibériques, qui sont confrontées pourtant aux mêmes catastrophes naturelles. Le manque de données chronologiques pour la majorité de ces études est un point handicapant, qui rend difficile l'estimation des périodes de retour de ces événements.

L'estuaire de Tahaddart a été choisi comme zone d'étude afin d'identifier et dater de nouveaux dépôts de submersion marine, et d'enrichir davantage la base de données sur ces événements extrêmes. Les caractéristiques morphologiques de l'estuaire font de cet environnement, un espace idéal pour l'enregistrement sédimentaire des événements extrêmes marins. C'est un environnement qui se situe au niveau de la mer, et qui est protégé de la dynamique marine par une barre sableuse peu élevée, mais submersible en cas d'onde de tempête ou de tsunamis. De plus, les travaux menés dans le secteur ont montré la présence en surface de dépôts de submersion, ce qui y a tendance à soutenir le choix de ce site (Genet, 2011; El Talibi et al., 2016).

Trois missions de terrain ont été effectuées sur la partie bassin-versant et la zone côtière de l'estuaire de Tahaddart, ce qui a abouti à la collecte de plusieurs échantillons de sédiment de surface et de cinq carottes sédimentaires. Ces prélèvements seront étudiés suivant une approche multiproxy, en combinant des analyses granulométriques, géochimiques et microfaunistiques (foraminifères). Les archives sédimentaires seront datées grâce au $^{210}Pb_{ex}$, ^{137}Cs et ^{14}C. Les objectifs de ce travail sont les suivants :

1. Identifier, grâce aux échantillons de surface, les sources de sédiments susceptibles de contribuer au remplissage sédimentaire de l'estuaire ;
2. Déterminer les phases majeures de l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire de Tahaddart, au cours de la période holocène ;

3. Identifier et dater des paléo-dépôts de submersion marine présent dans les carottes sédimentaires.

Le manuscrit de thèse s'articule autour de cinq chapitres :

Le **chapitre I** présente un état de l'art sur les niveaux marins extrêmes en milieux côtier. Il expose leurs conditions de formations et leurs impacts sur la zone côtière. Il traite également le rôle des archives historiques et géologiques dans la compréhension du risque liée à ces catastrophes naturelles.

Le **chapitre II** est réservé à la compréhension du risque de submersion marine le long de la côte atlantique marocaine. Dans un premier temps, il présente les enjeux démographiques et économiques présents sur cette côte. Il expose ensuite le contexte géologique et climatique dans lequel se trouve le pays, afin d'expliquer la source des ondes de tempête et des tsunamis qui touchent la côte atlantique marocaine. En fin de chapitre, il sera présenté une synthèse des études historiques et géologiques sur les événements de submersion qui ont touché les côtes marocaines.

Le **chapitre III** est séparé en deux grandes parties. La première présente les caractéristiques géologiques, climatiques et hydrologiques de l'estuaire de Tahaddart, qui est notre zone d'étude. La deuxième partie dévoile la stratégie d'étude, en commençant par les missions de terrain destinées à la collecte des sédiments de surface et des carottes, jusqu'aux analyses en laboratoire, où nous allons présenter en détail la méthodologie des analyses granulométriques, géochimiques et microfaunistiques de foraminifère.

Le **chapitre IV** dévoile, dans un premier temps, les résultats des analyses granulométriques, géochimiques et microfaunistiques (foraminifère) obtenus sur les échantillons de surface. Il présente ensuite les résultats recueillis à partir des carottes en adoptant les mêmes méthodes analytiques, mais soutenus par des données de ^{14}C, $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs.

Le **chapitre V** est réservé à la discussion des résultats. Nous essayerons de mettre en lien les faciès qui composent chaque carotte, et de déterminer les environnements de dépôts dans lesquels ils ont été mis en place. Sur la base de ses résultats, nous émettrons un scénario de l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire durant la période holocène, et nous essayerons d'identifier et de dater les dépôts potentiels de submersion marine.

En dernier, nous essayerons de synthétiser les principaux résultats acquis durant ce travail. Nous présenterons les perspectives futures de recherche et quelques recommandations.

I. NIVEAUX MARINS EXTREMES EN MILIEU COTIER : GENERALITES

I.1 INTRODUCTION

L'espace côtier est soumis de manière naturelle à des événements de submersions marines générés par des ondes de tempêtes et des tsunamis. Le développement de la population et des activités humaines le long ou à proximité des littoraux, rend ces dernières vulnérables à cet aléa côtier. Le tsunami de 2004 a causé des dégâts humains et matériels dans 14 pays autour de l'océan Indien. L'Indonésie a été la plus touchée, avec environ 165 708 morts (et disparus), ainsi que des pertes économiques estimées à 4,46 milliards de dollars (EM-DAT Public). Un an plus tard, l'ouragan Katrina frappe de plein fouet les côtes américaines dans le golfe du Mexique, entraînant la mort de 1 833 personnes et des pertes économiques estimées à 125 milliards de dollars US (EM-DAT Public). Ces deux événements ont été accompagnés par une couverture médiatique importante, ce qui a permis à la population mondiale de réaliser l'importance d'étudier ces événements de plus près.

Afin d'avoir une bonne compréhension du risque lié à ces événements extrêmes, il est nécessaire de comprendre la chaîne des processus responsables de leurs formations. Ce chapitre sera réparti en trois sections. Dans la première, nous présenterons les processus responsables des submersions marines associées aux tsunamis, aux ondes de tempêtes et aux météotsunamis. La deuxième partie sera consacrée aux impacts physiques que peuvent avoir ces vagues extrêmes sur les côtes meubles et rocheuses, en décrivant aussi les conséquences sociales, économiques et environnementales que peuvent générer ces événements. Dans la troisième section, nous présenterons le rôle des archives historiques et géologiques dans l'étude des événements de submersion. Dans cette dernière partie, nous détaillerons davantage l'approche géologique, en présentant les traceurs ou proxys utilisés dans la discipline.

I.2 TYPES DE SURCOTES ET CONDITIONS DE LEUR FORMATION

I.2.1 Ondes de tempête

I.2.1.1 Définition et caractéristiques

L'onde de tempête (appelée aussi surcote) est une augmentation anormale et temporaire du niveau marin près de la côte, générée par le passage d'une dépression atmosphérique. Une onde de tempête est provoquée principalement par des cyclones tropicaux et extratropicaux. Les cyclones tropicaux (appelés ouragan en Atlantique, typhon dans la partie ouest du Pacifique, et cyclone en océan Indien) sont des systèmes dépressionnaires intenses qui se forment au-dessus des eaux tropicales, dont la température dépasse les 26 °C (Zehnder, 2020). Les cyclones tropicaux sont très puissants, malgré une faible extension spatiale (500±200 km). La vitesse du

vent peut atteindre les 300 km/h, et la pression atmosphérique au centre du système peut descendre à 900 hPa. L'échelle de Saffir-Simpson permet de classer les ouragans en fonction de la vitesse du vent qu'ils génèrent, et de proposer une estimation de la surcote associée à chaque classe. Par exemple, un ouragan de catégorie 5, avec une vitesse de vent supérieure à 250 km/h, génère une surcote supérieure à 5,5 m (http://www.nhc.noaa.gov).

Les cyclones extratropicaux se forment dans les latitudes moyennes (Tableau I.1). Ils génèrent des vents moins rapides comparés aux cyclones tropicaux, mais restent des événements dangereux pour la zone côtière. L'onde de tempête, qui accompagne un cyclone extratropical, dure 2-5 jours et affecte des zones côtières sur plusieurs centaines de kilomètres, comparée à celle produite par un cyclone tropical, qui dure de quelques heures à une demi-journée, et touche une zone côtière inférieure à 200 km (Gonnert et al., 2001; von Storch and Woth, 2008). Il faut signaler qu'il existe d'autres types de systèmes dépressionnaires, tels que les dépressions polaires et les cyclones subtropicaux méditerranéens (les medicanes) ; le processus de formation de l'onde de tempête reste toutefois le même.

Tableau I.1 - Caractéristiques de l'onde de tempête causée par un cyclone tropical (ouragan et typhon) et extratropical (Gonnert et al., 2001; von Storch and Woth, 2008).

Paramètres	**Cyclone tropical**	**Cyclone extratropical**
Diamètre	500±200 km	1 000±500 km
Amplitude de l'onde de tempête	Large – l'ouragan Camille a provoqué une surcote de 7,5 m à Gulfport, Mississipi, en 1969.	Réduit – les ondes de tempête de 5 m et plus sont rares.
Durée de l'onde de tempête	Quelques heures, à une demi-journée	2-5 jours
Longueur de la côte affectée par l'onde de tempête	Petite, inférieur à 200 km	Plusieurs centaines de kilomètres
Géométrie de la tempête	Compact et pratiquement symétrique	Une géométrie mal définie et étendue.

I.2.1.2 Facteurs à l'origine de l'onde de tempête

I.2.1.2.1 Vent

Lorsque les vents, générés par un cyclone tropical ou extratropical, sont perpendiculaires à la ligne de côte, ils appliquent une force tangentielle sur la surface de l'eau, ce qui provoque un déplacement des masses d'eau superficielles vers le littoral. Ces masses d'eau sont bloquées par le continent et s'accumulent, contribuant ainsi à la surcote (Figure I.1).

Lorsque le vent souffle parallèlement à la ligne de côte, il contribue de manière indirecte à l'onde de tempête à travers le setup d'Ekman. Les masses d'eau, qui se déplacent dans la même direction que celle du vent, sont déviées vers la droite dans l'hémisphère nord (ou vers la gauche dans l'hémisphère sud), avec un angle théorique de 45° (Ekman, 1905). Cette déviation est due à l'effet Coriolis, qui est en relation avec la rotation de la Terre sur elle-même. Le déplacement de la couche superficielle de l'eau provoque un déplacement des couches sous-jacentes avec une déviation supplémentaire, jusqu'à atteindre une certaine profondeur (colonne d'Ekman). Dans les eaux profondes, le transport net de l'eau est dévié de 90° par rapport au sens du déplacement du vent (Ekman, 1905). Dans l'Hémisphère Nord, lorsque le sens de déplacement du vent est parallèle à la ligne de côte, et que cette dernière est située sur sa partie droite, les courants marins générés par ce vent seront déviés de 90° et vont contribuer à la surcote (setup d'Ekman ; Kennedy et al., 2011). Ce phénomène a été démontré par Kennedy et al. (2011). Ces auteurs ont observé des niveaux anormaux d'eau le long de la côte de Louisiane et du Texas, 12-24 heures avant l'arrivée de l'ouragan Ike (2008). Ces auteurs ont attribué cette augmentation au transport d'Ekman, produit par des vents qui soufflait parallèlement à ces côtes.

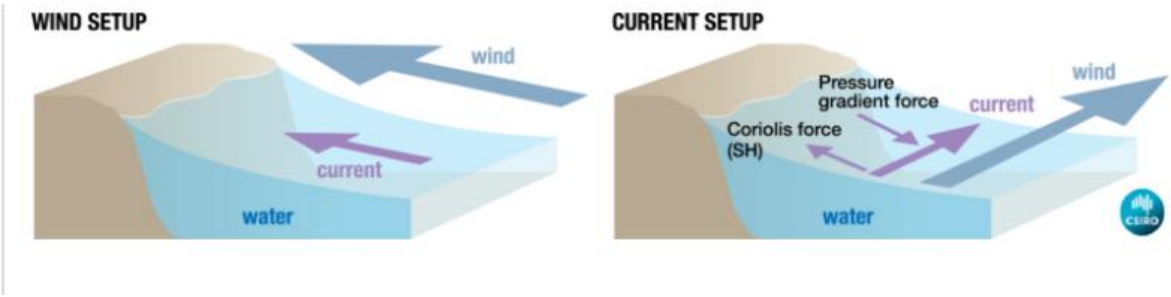


Figure I.1 - Blog diagramme expliquant la contribution du vent aux événements de surcotes (dans l'hémisphère sud) (CSIRO, 2020).

I.2.1.2.2 Pression atmosphérique

Les tempêtes sont des systèmes dépressionnaires (caractérisés par une basse pression atmosphérique), ce qui signifie que la contrainte de la colonne d'air sur la surface libre d'eau est moins importante. L'effet de baromètre inverse implique que chaque diminution de 1 hPa, par rapport à la pression atmosphérique normale (1 013 hPa), est compensée par une augmentation du niveau marin de 1 cm (Doodson, 1924). La tempête Xynthia, qui a touché les côtes françaises en 2010, avait une pression minimale de 970 hPa, donc 43 hPa de moins que la pression normale (1 013 hPa), ce qui a contribué de 43 cm à la surcote (Baumann, 2017). La

pression au centre de certains cyclones tropicaux peut descendre jusqu'à 900 hPa, et donc contribuer d'un mètre à la surcote (Bertin et al., 2017).

Le niveau d'eau total mesuré durant un événement de submersion ne représente pas seulement l'onde de tempête ; d'autres facteurs peuvent contribuer à l'augmentation du niveau marin et rendre la submersion plus importante.

I.2.1.3 Facteurs contribuant à l'onde de tempête

I.2.1.3.1 Marée

La rencontre entre une onde de tempête et une marée de vive-eau peut être très dévastatrice pour certaines régions à fort coefficient de marée. L'ouragan de Saxby Gale, qui a touché en 1869 CE la baie de Fundy au Canada, illustre bien ce cas. La région se caractérise par un coefficient de marée impressionnant, qui peut atteindre les 12 m. L'arrivée de l'ouragan de Saxby Gale (de catégorie 2) a coïncidé avec une marée haute, ce qui a conduit à une inondation des zones côtières situées autour de la baie (Desplanque and Mossman, 1999). Un autre exemple est celui des submersions marines qui ont touché les côtes hollandaises et le nord-est de l'Angleterre en 1953 CE. L'origine de cette surcote est due à une tempête extratropicale qui a coïncidé avec une marée haute de vive-eau, tuant plus de 2000 personnes (Jonkman and Kelman, 2005). À cause de cette tempête, le plan Delta a été mis en place par les Pays Bas, à travers la construction de plusieurs ouvrages de protection contre ce type d'événement. Le terme **marée de tempête** (storm tide) est utilisé lorsque la hauteur de l'eau mesurée représente l'onde de tempête et la marée astronomique.

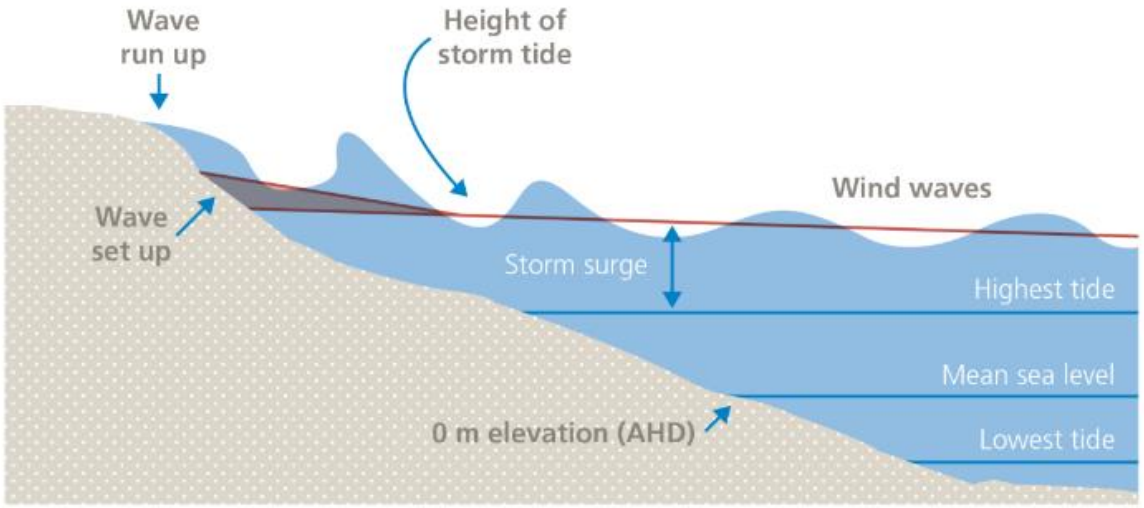


Figure I.2 - Schéma de la zone de déferlement des vagues montrant les principaux facteurs contribuant à la surcote (DSE, 2012 the state of Victoria, departement of sustainability and environment).

I.2.1.3.2 Déferlement des vagues proches de la côte

Le setup/run-up des vagues participe également à la surcote. Lorsque le vent de tempête souffle sur une surface d'eau libre, il génère aussi des vagues qui vont se déplacer jusqu'à la côte et déferler par la suite. Ce déferlement permet de rajouter quelques dizaines de centimètres à la surcote (Bertin et al., 2015). Le run-up des vagues représente l'altitude maximale atteinte par la vague après son déferlement (jet-de-rive). Il est influencé par la hauteur initiale des vagues et la morphologie de la plage (Bertin et al., 2015).

I.2.1.3.3 Apports en eaux douces

Au niveau des embouchures de rivières (delta ou estuaire), l'apport des eaux douces depuis le bassin-versant est un élément à prendre en considération dans le calcul du niveau d'eau total. Avant l'arrivée d'une tempête, le bassin-versant reçoit une forte pluviométrie qui peut remonter rapidement le niveau d'eau dans les rivières. L'écoulement de ces eaux en excès vers l'embouchure du fleuve peut contribuer à l'augmentation du niveau marin au moment de la surcote.

I.2.2 Tsunamis

Un Tsunami (en japonais 津波, litt. « **Vague** du **port** ») est une série de vagues de grandes longueurs d'onde, générées suite à une perturbation à grande échelle et de courte durée de la surface libre d'eau (Van Dorn, 1987). Cette perturbation est causée par des processus géologiques, tels que les séismes, glissements de terrains ou éruptions volcaniques.

I.2.2.1 Caractéristiques hydrodynamiques des tsunamis

En eau profonde, les vagues de tsunamis se caractérisent par de grandes longueurs d'onde et une faible hauteur. Elles peuvent voyager plusieurs centaines de kilomètres, avec des vitesses supérieures à 700 km/h, ce qui les rend indétectables par les navires en pleine mer (Fine et al., 2005). En s'approchant de la côte, les vagues de tsunamis interagissent avec le fond marin peu profond, leur période et leur vitesse diminuent, tandis que leur amplitude augmente. En 1960, des vagues de tsunamis, générées au large des côtes chiliennes, ont atteint le Japon en 24 heures, traversant le Pacifique sur plus de 16 800 km (Sawai et al., 2016) ; la côte nord-est du pays a enregistré des vagues d'une hauteur allant jusqu'à 5 mètres (Shiki et al., 2008). En océan Indien, le tsunami de 2004 avait des hauteurs d'environ 1 m en eau profonde, et de 13 m lorsqu'il est arrivé sur les côtes de Sumatra, de Thaïlande et du Sri Lanka (Gower, 2005; Lay et al., 2005).

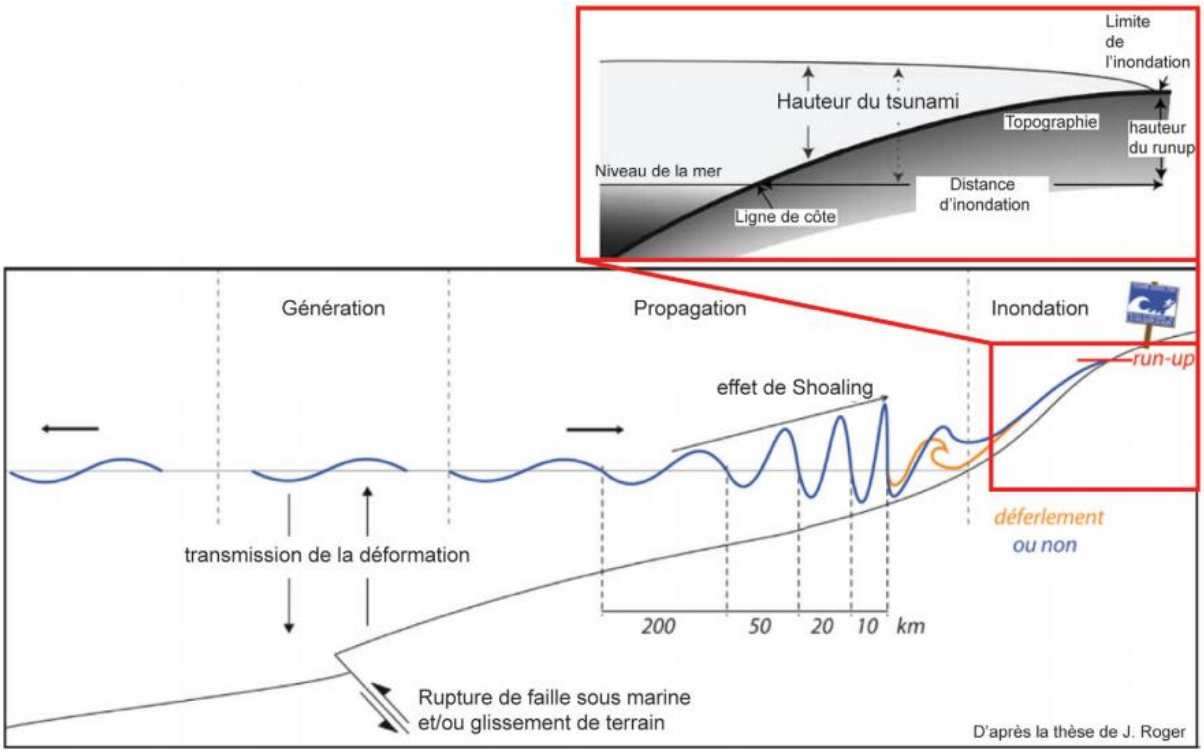


Figure I.3 - Diagramme montrant les différents stades d'un tsunami depuis la source jusqu'à son arrivée sur la côte qui caractérise les vagues de tsunamis (Rodriguez, 2017).

L'intensité du tsunami est décrite par deux paramètres : la distance d'inondation et le run-up des vagues. Le premier indique la limite de pénétration du tsunami à l'intérieur des terres par rapport à la ligne de côte. Le deuxième représente la hauteur atteinte par les vagues durant la submersion, et est calculé à partir d'un niveau de mer de référence (USGS ; Figure I.3). Durant le tsunami de 2004, la hauteur des vagues dans le district de Lhok Nga, en Indonésie, mesurait près de 30 m, et les crêtes atteignaient 51 m au-dessus du niveau de la mer (Paris et al., 2010a). Des témoins présents dans la zone au moment de l'inondation ont indiqué que les vagues ont pénétré jusqu'à 5 km à l'intérieur des terres (Umitsu et al., 2007).

I.2.2.2 Causes

I.2.2.2.1 Les séismes

Les tsunamis d'origine sismique sont causés par des séismes sous-marins, à travers le décrochement vertical d'une faille (normale ou inverse), qui déplace verticalement la colonne d'eau située au-dessus. Ces séismes sont localisés, en grande partie, dans les zones de convergence de plaques (zone de subduction). Depuis 1900, 80 % des tsunamis enregistrés à l'échelle mondiale sont d'origine sismique (base de données NGDC/WDS).

On citera deux exemples connus de tsunamis d'origine sismique (Figure I.4) :

i/ **Le tsunami de 2004 dans l'océan Indien,** qui a été produit par un tremblement de terre de magnitude 9,1, et dont l'épicentre est localisé à environ 250 km au nord-ouest de Sumatra, sur la limite de plaque Indo-Australienne (McKee, 2005). Le tsunami a pris entre 15 minutes (Sumatra) et 7 heures (Somalie) pour atteindre plusieurs zones côtières autour de l'océan Indien (Farrell et al., 2015). La hauteur des vagues était de 2-3 m sur les côtes africaines (Kenya) et de 10-15 m à Sumatra, qui représente la région la plus proche de l'épicentre (Farrell et al., 2015). Cet événement a causé le décès d'environ 230 000-280 000 personnes, ce qui représente le plus grand nombre de décès jamais enregistrés par un tsunami (Diacu, 2009). Les déplacés sont estimés à 1,69 million de personnes (Farrell et al., 2015).

ii/ **Le tsunami de 1960 sur les côtes chiliennes** qui a été produit par un séisme de magnitude 9,5 (Farrell et al., 2015). La rupture est le résultat du mouvement de la marge ouest de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque de Nazca en subduction au large des côtes chiliennes. Ces dernières ont été touchées par les vagues de tsunamis 10-15 minutes après le séisme, avec des hauteurs maximales de 25 m (Farrell et al., 2015). En termes de dégâts causés par l'événement, les rapports estiment que les décès sont estimés entre 2 183 et 6 000 personnes (Farrell et al., 2015). Le nombre de déplacés est d'environ deux millions de personnes (USGS, 2007).

I.2.2.2.2 Les glissements de terrain sous-marins

Dans cette catégorie, les vagues de tsunami sont créées par des effondrements sous-marins, ou par l'arrivée de glissement de terrain aérien en mer. Un des événements de tsunamis les plus remarquables est celui de l'île volcanique de Fogo au Cap-Vert. L'éruption de ce volcan, il y a 70 000 ans, a induit l'effondrement de son flanc (est) en mer, ce qui aurait formé une gigantesque vague marine de près de 300 mètres de hauteur (Ramalho et al., 2015). Des blocs de boulders (de 700 tonnes) ont été retrouvés sur l'île de Santiago, à 650 mètres de la côte, entre 150 et 200 mètres au-dessus du niveau de la mer (Ramalho et al., 2015).

I.2.2.2.3 Les éruptions volcaniques

Les éruptions volcaniques sont accompagnées par des explosions qui peuvent produire des vagues de tsunamis. L'exemple le plus connu est celui de l'éruption du volcan du Krakatau en Indonésie, le 27 août 1883 CE, et qui a produit plusieurs vagues de tsunamis, avec des hauteurs maximales de 37 m (Farrell et al., 2015). Ces dernières ont submergé complètement les îles situées au large du volcan, avec une destruction de toutes les installations humaines se trouvant sur la zone littorale (Farrell et al., 2015). Le tsunami de Krakatau a été enregistré par 35

marégraphes, installés autour de l'océan Indien, de l'océan Atlantique et de l'océan Pacifique. On retrouve également dans la littérature, l'explosion de l'île volcanique de Santorini, dans la mer Egée (Grèce) en 1650 BCE, qui a dévasté la zone côtière de la Crête et qui serait à l'origine de la disparition de la civilisation minoenne (Bruins et al., 2009; Nomikou et al., 2016).

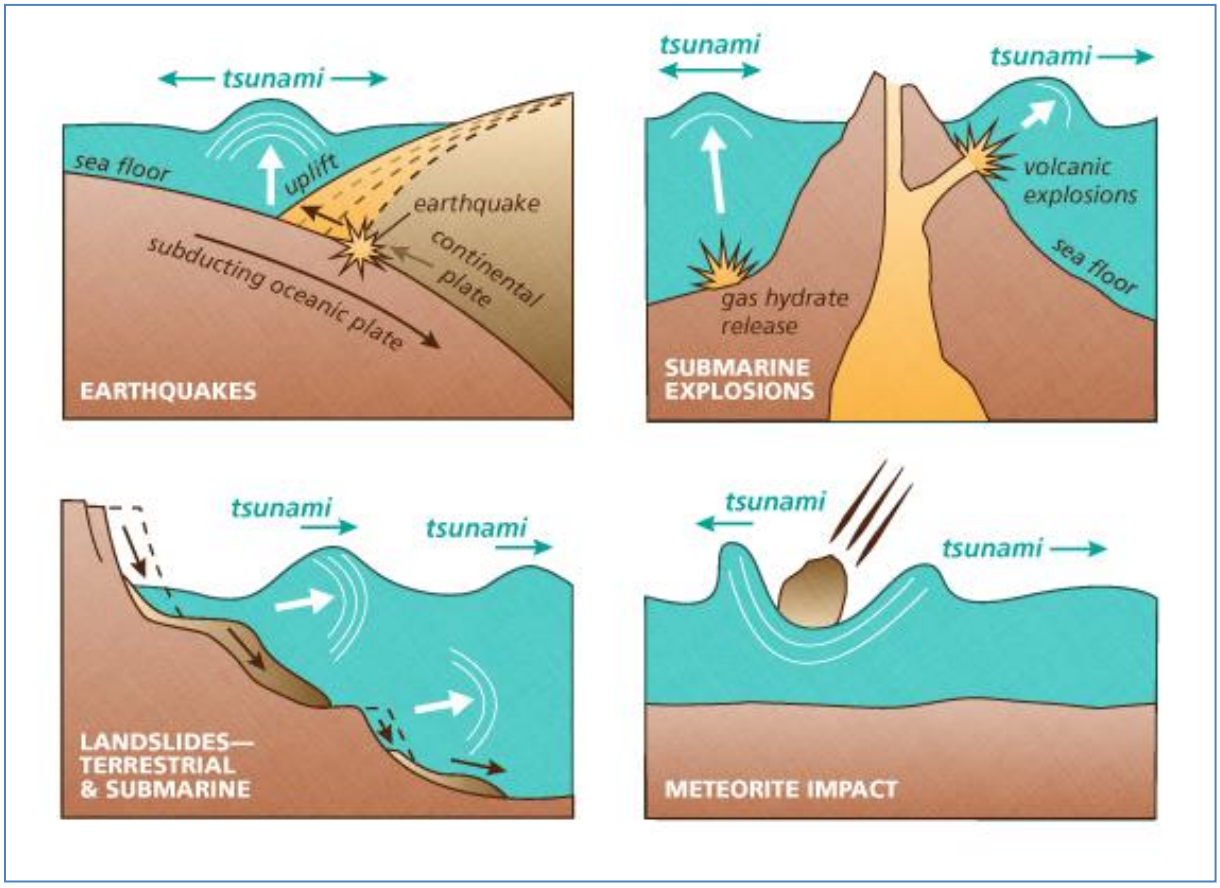


Figure I.4 - Principales sources de tsunami (https://www.dnr.wa.gov/programs-and-services/geology/geologic-hazards/Tsunamis#understanding-tsunamis.3).

I.2.2.2.4 Autres sources

Les tsunamis peuvent être causés également par la chute de corps extraterrestres en mer, tels que les comètes ou astéroïdes. Il en va de même pour les icebergs qui se détachent d'un front de glace et tombent dans la mer, ou des blocs de roche qui tombent du sommet d'une falaise (MacAyeal et al., 2011). De nombreuses évidences scientifiques démontrent qu'un grand corps extraterrestre a impacté la Terre à la limite crétacé-tertiaire au Mexique (cratère du Chixulub). Cet astéroïde a provoqué un méga tsunami, dont les traces sédimentaires ont été rapportées dans plusieurs régions autour du monde (Bourgeois et al., 1988; Morgan et al., 2016).

I.2.3 Météotsunamis

Les météotsunamis sont des vagues similaires d'un point de vue physique, aux vagues de tsunamis, mais qui sont générés par des processus météorologiques, tels que les ondes de gravité atmosphériques, les sauts de pression, les passages de front, les grains de vent, les coups de vent, les typhons, les ouragans et autres sources atmosphériques (Glossaire de tsunami 2019). L'impact d'un météotsunami reste moins important comparé à un tsunami d'origine sismique. Selon les pays, les météotsunamis ont différentes appellations : « Rissaga » dans les Îles Baléares (Monserrat et al., 1991), « Abiki » au Japon (Hibiya and Kajiura, 1982), « Marubbio » en Italie (Candela et al., 1999). Les hauteurs de vagues peuvent atteindre plus de 3 mètres ; l'événement de « Rissaga » aux Baléares, le 15 juin 2006, a été estimé à 4-5 m d'amplitude. Plus d'une centaine de navires ont été endommagés et 35 d'entre eux ont été coulés (Jansa et al., 2007).

Les météotsunamis peuvent être confondus avec les seiches, qui sont des oscillations stationnaires du niveau d'eau dans des zones plus ou moins confinées telles que les ports, baies, estuaires ou lagunes. Le mouvement des seiches ressemble à celui de l'eau dans une baignoire après agitations. Ces oscillations durent plusieurs heures (quelques minutes pour les météotsunamis), et sont causées par des phénomènes d'origine sismique (petites secousses telluriques) ou atmosphérique (vents et variations de la pression atmosphérique).

I.3 IMPACTS SUR LE DOMAINE COTIER

I.3.1 Impact physique

Les événements extrêmes marins peuvent avoir un impact physique direct sur la zone côtière. Juste après un événement de tempête ou de tsunami, il est possible d'observer des modifications physiques, qui peuvent être mineures, sous forme d'érosion légère et de dépôts de washover, ou majeures, avec un changement géomorphologique important de la zone côtière.

I.3.1.1 Les côtes meubles

Les côtes meubles sont constituées par des accumulations de matériel sédimentaire non consolidé (vase, sable ou galet). Ce sont des systèmes fragiles, très dynamiques, qui changent de manière continue grâce à l'action des vents, des vagues et des courants marins. Dans le cas des événements extrêmes, ces changements peuvent être brusques et majeurs.

- **Impact de l'onde de tempête**

L'impact physique des tempêtes sur les côtes sableuses a été étudié dans plusieurs régions autour du monde, surtout sur les côtes est et sud-est des États-Unis (Liu and Fearn, 1993b). En 2005, l'ouragan Katrina a laissé son empreinte sur la morphologie des côtes sableuses du golfe du Mexique (Fritz et al., 2007). Les modifications, les plus spectaculaires, ont été observées sur les îles sableuses de Chandeleurs, qui ont été complètement inondées durant cet événement (Fearnley et al., 2009). Les données LIDAR (Light Detection And Ranging) acquises avant et après l'ouragan ont permis à ces auteurs de quantifier l'ampleur de ces changements. La hauteur sur l'ensemble des îles a diminué en moyenne de 1,4 m ; le trait de côte, quant à lui, a reculé de 250 m en moyenne, avec la disparition complète de certaines îles.

Masselink et al. (2014) ont réalisé une synthèse sur les différents facteurs, qui contrôlent la réponse des côtes sableuses aux événements de tempêtes, mettant en évidence deux groupes de paramètres : un premier en relation avec les conditions météorologiques, et un deuxième qui rassemble les caractéristiques morpho-sédimentaire et océanographique de la côte.

Dans le cas des cyclones tropicaux, les paramètres météorologiques correspondent aux : (i) variations de pression et de vitesse soutenue du vent, (ii) la vitesse et la trajectoire de l'ouragan, et (iii) la chronologie de l'évènement de tempête par rapport au cycle de marée (Masselink et al., 2014; Goslin and Clemmensen, 2017). Les ouragans de grande taille impactent de larges zones côtières. Une tempête, qui se déplace lentement, donne plus de temps à la surcote et aux vagues pour se former, et avoir ainsi un impact physique plus violent sur la côte. Claudino-Sales et al. (2008) ont montré que l'ouragan Denis (2005) avait plus d'impact sur la morphologie des îles sableuses de Santa Rosa dans le golfe du Mexique, que l'ouragan Ivan (2004), sachant que ce dernier se déplaçait plus rapidement que l'ouragan Denis (22 km/h contre 13 km/h). Les conditions optimales pour observer des niveaux d'eau extrêmes seraient d'avoir un ouragan caractérisé par des vents violents (catégorie 5), dont le déplacement est lent au-dessus d'un plateau continental large et peu profond (Wang and Cheng, 2015). Les tempêtes extratropicales sont capables aussi de générer des surcotes et des vagues extrêmes, mais leurs modes de formation sont relativement différents par rapport à celui des tempêtes tropicales.

Les propriétés morpho-sédimentaires et océanographiques de la zone côtière comprennent (i) la topographie de la plage, (ii) la texture du sédiment et sa disponibilité, (iii) la présence ou non de couverture végétale sur la partie dunaire, (iv) le régime de marée et (v) la bathymétrie du plateau continental (Morton and Sallenger, 2003; Masselink and Gehrels, 2014). Au large, la bathymétrie du plateau continental influence la formation et la propagation des vagues extrêmes, ainsi que l'onde de tempête (Wang and Cheng, 2015). Les zones côtières avec un

plateau continental étroit et profond, sont confrontées à des ondes de tempêtes moins importantes, mais à des vagues plus extrêmes ; au contraire, celles qui disposent d'un plateau continental large avec une faible pente, seront plus impactées par l'onde de tempête, que par les vagues extrêmes (Wang and Cheng, 2015). Après leurs formations, les vagues perdent une grande partie de leur énergie avant d'arriver à la côte, à cause des processus de friction avec le fond marin (Lentz et al., 2013). La morphologie de la plage et du cordon dunaire joue également un rôle dans la capacité du système (dune/plage) à résister aux niveaux d'eau extrêmes. Les plages larges avec une faible pente, ont la capacité de dissiper plus l'énergie des vagues, comparées à celles qui sont étroites, avec une pente aiguë. Les zones côtières qui disposent d'un cordon dunaire continu, avec une hauteur et une largeur importantes, ont plus de chance de résister aux niveaux d'eau extrêmes, surtout avec la présence d'une couverture végétale, qui va limiter les processus d'érosion (Priestas and Fagherazzi, 2010).

- **L'échelle d'impact de Sallenger**

Dans le but d'évaluer la vulnérabilité physique des îles sableuses face aux événements de tempêtes, Sallenger (2000) a proposé une échelle composée de 4 niveaux d'impacts (Figures I.5 et I.6). Ces derniers sont établis en comparant les données de topographie côtière (D_{Haut} et D_{Bas}), avec celles des hauteurs d'eau prévue en cas de tempête (R_{Bas} et R_{Haut}). Le niveau d'eau R_{Bas} correspond à la somme de la marée, de l'onde de tempête et du set-up des vagues, tandis que R_{haut} représente la hauteur maximale atteinte par les eaux marines dans la zone de swash (run-up inclu). D_{Haut} représente l'élévation de la première ligne de défense des plages contre les tempêtes (il peut s'agir de la berme de plage ou du sommet de la dune). D_{Bas} correspond au pied de la dune. Quand cette dernière est absente, D_{Bas} n'est pas défini. En prenant en considération comment R_{Bas} et R_{Haut} varient en fonction de D_{Bas} et D_{Haut}, les quatre régimes d'impacts sont définis comme suite :

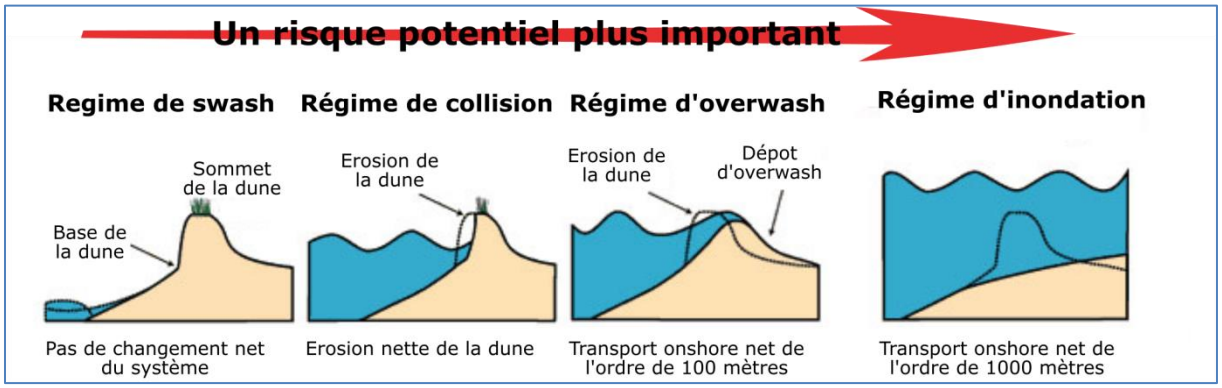


Figure I.5 - Les quatre régimes d'érosion de Sallenger (2000) (adaptée à partir de USGS, 2008).

Régime de jet-de rive ($R_{Haut} < D_{Bas}$) : Ce régime décrit des niveaux d'eau ne dépassant pas le pied de la dune (D_{Bas}). Les vagues se contentent de réorganiser les sédiments présents sur la zone intertidale (estran). Après la tempête, la plage est réalimentée en sédiments de manière naturelle et récupère progressivement sa forme pré-tempête. On peut dire qu'il n'y a pas de changement net dans la morphologie de la côte (Figure I.5).

Régime de collision ($D_{Bas} < R_{Haut} < D_{haut}$) : Lorsque la hauteur d'eau est supérieure au pied de la dune (D_{Bas}), mais ne dépasse jamais son sommet (D_{haut}), les vagues se retrouvent en collision directe avec la dune et commencent à l'éroder, laissant derrière elles des escarpements de dunes. Les modifications morphologiques dans ce régime sont plus durables que celles produites par le régime de jet-de-rive (Figure I.5).

Régime d'overwash ($R_{Haut} > D_{Haut}$) : L'overwash commence lorsque les vagues arrivent à dépasser le sommet de la dune (ou berme), et à déborder vers l'intérieur des terres. Ce débordement des eaux marines conduit à la mise en place des dépôts de washover sur une distance maximale de 100 m (Figure I.5).

Régime d'inondation ($R_{Bas} > D_{Haut}$) : Représente l'impact maximal que peut avoir une tempête sur les îles sableuses. Dans ce régime, la côte est totalement inondée par les eaux marines avec une profondeur d'eau équivalente à la différence entre R_{Haut} et R_{Bas}. L'inondation amène aussi des quantités importantes de sable vers l'arrière-plage sous forme de washover. Le matériel sédimentaire est déplacé à l'intérieur des terres sur des distances plus importantes comparées au régime d'overwash (estimée à 1 000 m ; Figure I.5).

Figure I.6 - Photos de zones côtières illustrant les différents régimes d'impact figurant dans le modèle de (Sallenger, 2000). A : Érosion de dunes côtières dans le parc de North Beach dans le Grand Haven (Copyright : NWS survey). B : impact de l'ouragan Dennis (1999) sur les barres sableuses de Core Banks en Caroline du Nord (Copyright : USGS). C : île de Dauphin totalement inondée durant l'ouragan Katrina en 2005 (Copyright : USGS).

Le modèle de Sallenger (2000) est simpliste, mais utile pour une évaluation rapide de la vulnérabilité physique des côtes sableuses face aux événements de tempêtes. Il faut signaler que les quatre régimes, qui composent l'échelle de Sallenger (2000), ne sont pas fixes et ne sont pas forcément en relation avec l'intensité de la tempête. Il est possible de basculer d'un régime

de swash vers un régime d'inondation, sans que cela soit expliqué par une augmentation dans l'intensité de la tempête (Sallenger et al., 2006). Plant et Stockdon (2012) ont modifié l'échelle de Sallenger (2000) en appliquant une approche statistique pour quantifier les changements qui touchent la morphologie des plages et des dunes, en particulier les variations en termes d'élévation des dunes, ainsi que la position du cordon dunaire et du trait de côte. Ces auteurs suggèrent qu'en plus des quatre paramètres proposés par Sallenger (2000), la largeur initiale de la plage et des dunes joue un rôle important dans la réponse physique des îles sableuses face aux événements de tempêtes.

- **Impact des tsunamis**

L'impact physique des tsunamis sur les côtes sableuses est similaire à celui des ondes de tempête. La submersion marine, l'érosion des sédiments et leurs overwashs à l'intérieur des terres, sont tous des processus communs à ces deux événements. L'impact physique des tsunamis va dépendre lui aussi des propriétés hydrodynamiques des vagues, et des caractéristiques morpho-sédimentaires de la côte (Dawson et al., 1996; Jaffe and Gelfenbuam, 2007). Cependant, de par leurs grandes longueurs d'onde, les tsunamis ont une capacité de pénétration à l'intérieur des terres plus importante en comparaison aux ondes de tempêtes (Mastronuzzi et al., 2013). Dans le cas des tsunamis provoqués par un séisme, les vibrations sismiques peuvent provoquer une fissuration des dunes et des plages, ce qui favorise l'overwash des eaux marines et des sédiments vers l'arrière-pays (Minoura and Nakaya, 1991). Il faut signaler aussi que les courants de retour (backwash), souvent chenalisés, peuvent être très puissants, et entraîner également des modifications morphologiques importantes de la zone côtière. Les tsunamis de grande échelle sont capables de réorganiser complètement la morphologie de certains sites côtiers. Andrade (1992) a détecté les effets du tsunami de 1755 CE sur la morphologie de la côte et des îles sableuses de Ria Formosa au Portugal. L'auteur signale une submersion généralisée de la lagune durant cet événement, des ruptures dans la barre sableuse avec formation de grands dépôts de washover, ainsi que la réorganisation du système de drainage à l'intérieur de la lagune.

I.3.1.2 Les côtes rocheuses

Les événements extrêmes marins ont aussi un impact physique sur les côtes rocheuses, qui se traduit principalement par la mise en place de dépôts de boulders (Figure I.7). Ces derniers ont été observés dans différents types de côtes rocheuses : sommet de falaise (Cox et al., 2019), platiers rocheux (Mhammdi et al., 2008) et récifs coralliens (Goto et al., 2010). L'action des

vagues extrêmes sur ce type d'environnement conduit au détachement et au transport de blocs (de différentes tailles) vers l'intérieur des terres. La disposition de ces derniers reste très variable ; sous forme de blocs isolés, ou arrangé en forme d'amas et/ou imbriqué, parallèle à la ligne de côte (Scardino et al., 2020). Des exemples de dépôt de boulders ont été recensés dans plusieurs zones côtières autour du Monde : Maroc (Mhammdi et al., 2008; Medina et al., 2011), France (Regnauld et al., 2010), Japon (Goto et al., 2010) ; Algérie (Maouche et al., 2009), Chili (Abad et al., 2020), Écosse (Hall et al., 2010; Scheffers et al., 2010) et Hawaii (Noormets et al., 2002; Richmond et al., 2011).

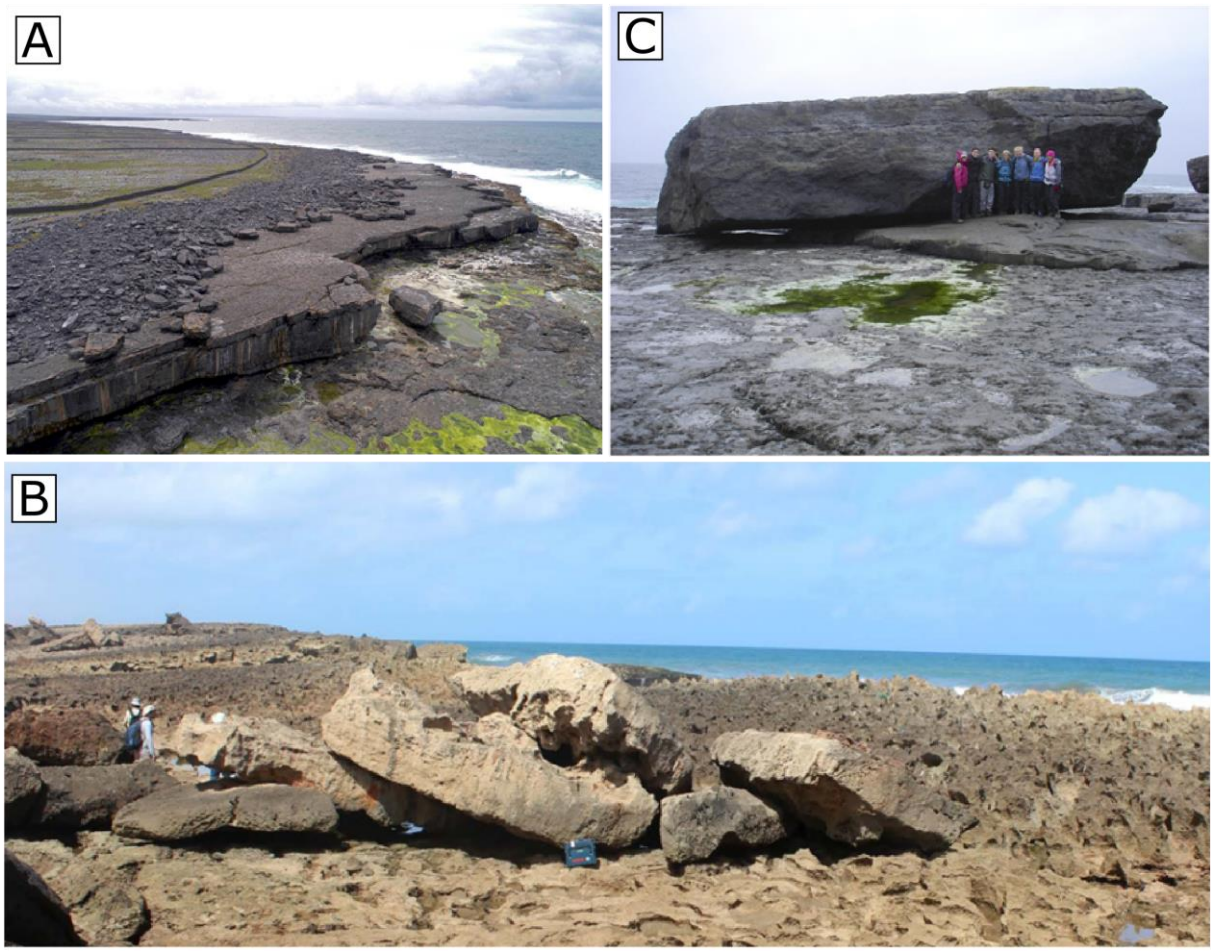


Figure I.7 - A : dépôts de boulders arrangés sous forme de rempart dans l'île de Inishmore en Irlande (Photo prise par drone par Peter Cox). B : Dépôt de boulders organisés sous forme d'amas sur la côte de Rabat-Skhirate au Maroc (Brill et al., 2020). C : Bloc de boulder (780 tonnes) isolé au sommet d'une falaise côtière dans l'île d'Inishmore en Irlande (Cox et al., 2019).

Les dépôts de boulders permettent d'estimer un ensemble de paramètres qui caractérisent les vagues responsables de leurs mises en place, en termes de hauteur, période, direction et vitesse de propagation (Paris et al., 2010b). La direction de propagation peut être estimé à travers l'orientation de l'axe principal des boulders (l'axe le plus long), qui est généralement perpendiculaire au courant (Nichols, 2009) ; les boulders imbriqués sont caractérisés par un

pendage orienté vers la source du courant (Figure I.8; Nichols, 2009). Goto et al. (2010) ont étudié un champ de boulders mis en place par le tsunami de 2004, dans la zone intertidale du cap de Pakarang, en Thaïlande. Ils ont trouvé que la majorité des boulders dans ces champs avait l'axe long orienté N-S, qui correspond à une direction de propagation des vagues E-O, ce qui est compatible avec la direction obtenue par la modélisation (Goto et al., 2010). Des équations hydrodynamiques ont été élaborées pour estimer l'énergie nécessaire aux vagues pour transporter les boulders, en se basant sur leurs caractéristiques physiques (diamètre, volume, poids et distance par rapport à la source). Les premières équations ont été proposées par Nott (2003) ; elles permettent de déterminer la hauteur minimale nécessaire aux vagues pour déplacer un boulder.

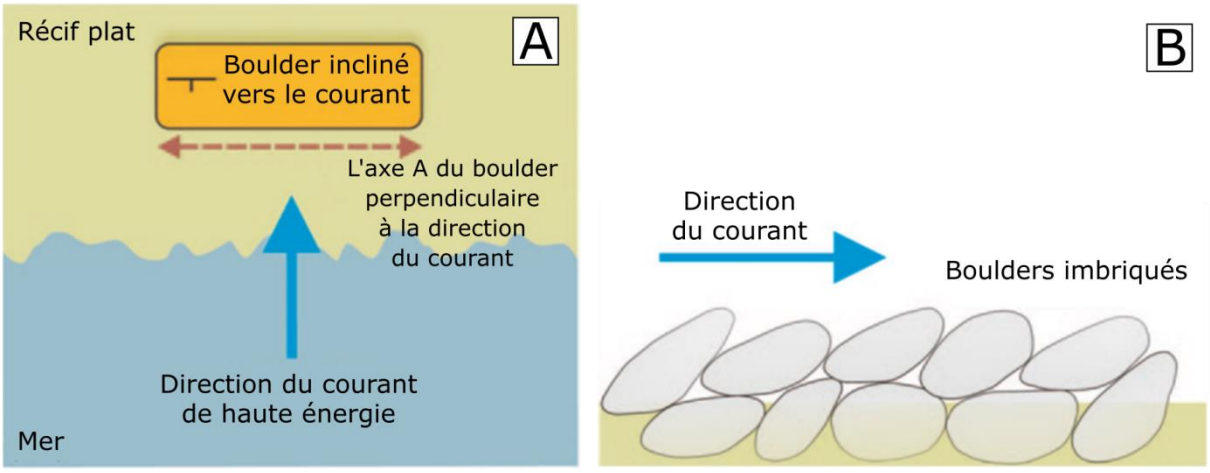


Figure I.8 - A : coupe transversale de dépôt de boulders en forme imbriqué, le sens de pendage des boulders est vers la source du courant. B : dessin schématisant une vue aérienne d'un dépôt de boulder. L'axe long est parallèle à la direction du courant. Le boulder présente un pendage vers la source du courant (Nichols, 2009 ; Terry et al., 2013).

Il existe une grande difficulté pour déterminer l'origine d'un dépôt de boulders, à savoir si cette origine est associée à une tempête ou un tsunami, surtout dans des zones côtières confrontées aux deux types d'événements (Etienne and Paris, 2010; Switzer and Burston, 2010). Ceci a conduit à de mauvaises interprétations pour certains dépôts, et à un grand débat dans la littérature, qui est comparable à celui sur les dépôts de washover (Hall et al., 2010). Cela dit, quelques caractéristiques générales ont été proposées dans la littérature pour faire la distinction entre les deux événements. Morton et al. (2007) signalent que les dépôts de boulders issus des tempêtes se présentent généralement sous la forme de rempart et/ou d'amas au plus près de la ligne de côte. Ce type d'accumulation de boulders a été rapporté par Hall et al. (2008) et Hansom et al. (2008) sur le sommet de quelques falaises situées sur les îles nord britanniques. Les événements de tsunamis ont tendance à produire des champs plus larges de boulders et une dominance de blocs isolés ; la distance de transport des boulders, par rapport à la ligne de côte,

est plus importante (Watt et al., 2012). Nott (2003) considère qu'il est possible de faire la différence entre les deux types de dépôts grâce aux équations hydrodynamiques ; d'autres chercheurs pensent que cette approche n'est pas aussi simple (Switzer and Burston, 2010).

En ce qui concerne la datation des dépôts de boulder, deux approches sont proposées dans la littérature pour dater les dépôts de boulder. La première concerne les dépôts relativement récents, et consiste à analyser un ensemble de photos, images aériennes et images satellitaires à haute résolution, prises à des dates différentes sur une même zone côtière (Goto et al., 2011). Ceci permet de suivre le déplacement des boulders déjà existants, et d'identifier la mise en place de nouveaux blocs. Concernant les dépôts anciens, il est nécessaire d'utiliser des méthodes de datation classiques. Les mesures ^{14}C réalisées sur des organismes attachés aux boulders peuvent indiquer leurs âges, en supposant que ces organismes sont morts au moment du détachement du bloc (Hall et al., 2006; Costa et al., 2011). Les boulders contenant des coraux peuvent être datés par résonance de spin électronique (Scheffers and Kinis, 2014). D'autres études utilisent le taux de couverture des boulders par les lichens pour estimer l'âge de mise en place (Matthews, 2012). Sur les îles Shetland au nord de l'Écosse, Hall et al. (2008) ont estimé que 70 ans est le temps minimum nécessaire au lichen noir *Verrucaria maura* pour coloniser plus de 50 % de la surface du boulder.

I.3.2 Impacts économiques, environnementaux et sociaux

Dans leur état naturel, les zones côtières sont relativement résilientes face aux événements extrêmes marins. Elles peuvent subir des modifications morphologiques, mais sont capables de retrouver progressivement leurs états naturels. L'impact anthropique sur le paysage côtier peut diminuer fortement la résilience de cet environnement vis-à-vis des ondes de tempêtes et des tsunamis. On peut citer, par exemple, le cas des dunes côtières, qui représentent un moyen de défense naturelle contre les évènements de submersions, et qui sont souvent réduites ou supprimées pour augmenter la largeur des plages, ou pour fournir une vue sur la mer aux résidences touristiques (Nordstrom, 1994).

L'impact économique, sociétal et environnemental des tempêtes peut être très important et provoqué par différents facteurs (Figure I.9) :

i/ Vents violents : Les vents associés à un ouragan de catégorie 5 dépassent les 250 km/h. En zone rurale, ces vitesses sont capables de raser des troncs d'arbres et détruire entièrement les cultures. En ville, ces vitesses de vent sont capables d'endommager les toits des maisons, renverser complètement des voitures. Les débris en mouvement ou en suspension dans l'air

peuvent couper les lignes de courant électrique, et briser les fenêtres et les portes des maisons, et ainsi permettre au vent et à la pluie de pénétrer à l'intérieur des habitats.

ii/ Fortes pluies : les zones affectées par les tempêtes connaissent de fortes pluviométries avant, pendant et après le passage de la tempête. La durée des précipitations est très variable ; elle peut durer quelques heures, comme persister pendant plusieurs jours. Lorsque le volume d'eau que reçoivent ces zones dépasse la capacité des systèmes de drainage naturel et artificiel, on peut observer des inondations, des coulées de boues et des glissements de terrain.

iii/ Ondes de tempête : L'ouragan provoque une onde de tempête capable de submerger la zone côtière. Si l'espace est fortement urbanisé, des pertes économiques et humaines importantes peuvent être provoquées.

Figure I.9 - A : un morceau de contreplaqué a traversé un palmier au cours de l'ouragan d'Andrew (1992), (Copyright : NOAA). B : vagues de tempête affectant Port William (Copyright : David Baird). C : vue aérienne des inondations qui ont touché la ville de la Nouvelle Orléans au cours de l'ouragan Katrina en 2004 (Photographie de Kyle Niemi).

Les dégâts engendrés par les tsunamis sont liés à : l'impact des vagues, l'inondation, l'impact des débris flottants (arbres, voitures, bateaux…), l'érosion et la force des courants (Glossaire de Tsunami, 2019). L'impact des vagues, suivi par la force des courants, sont capables d'éroder les fondations des bâtiments et d'entraîner leurs effondrements. Les objets transportés à la surface de l'eau par le tsunami, deviennent à leur tour des objets dangereux capables de percuter

tout ce qui se trouve sur leurs chemins. Les courants de retours (backwash) entrainent à leur tour différents objets vers la mer.

I.3.2.1 Impacts sur l'économie

Un pays impacté par une tempête ou un tsunami déclare souvent des dégâts économiques très importants, qui peuvent atteindre des milliards de dollars US. D'importants financements sont nécessaires, pour la prise en charge des blessés et des personnes qui ont perdu leurs lieux d'habitation. Une grande partie de ces dépenses couvrent les travaux de nettoyage et de reconstruction des infrastructures endommagées. L'état se voit aussi dans l'obligation de soutenir financièrement les entreprises qui trouvent des difficultés à reprendre leurs activités à cause de la destruction des locaux, des stocks, du réseau de transport, de pertes de personnel. Certains états pauvres se retrouvent endettés pour couvrir ces dépenses. Les aides humanitaires arrivent à amortir un peu ces dépenses, mais cela reste insuffisant.

Au cours de la période 1998-2017, les ouragans qui ont touché les îles Caraïbes et les États Unis d'Amérique ont causé les plus grandes pertes économiques de toutes les catastrophes liées au Climat. En 2017, trois ouragans ont infligé des dégâts économiques estimés à 245,5 milliards de dollars US (Wallemacq, 2018). Les tsunamis sont des événements rares comparés aux tempêtes, mais qui peuvent être catastrophique pour l'économie d'un pays. Le gouvernement japonais a estimé les dégâts du tsunami de 2011 à environ 210 milliards de dollars US (EM-DAT Public). L'accident de la centrale nucléaire de Fukushima Daichii a aggravé les pertes économiques de ce pays.

I.3.2.2 Impact sur la société

L'impact social se manifeste, tout d'abord, à travers le nombre de décès (ou disparus) et blessés durant un événement de tempête ou de tsunami. Les familles de ces personnes se retrouvent dans des situations difficiles financièrement et psychologiquement. Les dégâts matériels subis par les villes et villages entraînent des pertes d'emplois, ce qui diminue les ressources financières des familles, ainsi que leurs accès aux besoins de base (nourriture, soins et éducation). Le seul moyen de subsistance pour ces familles est basé sur les aides fournies par les pouvoirs publics et par les aides humanitaires. Le choc psychologique provoqué par la perte des personnes proches accompagne les familles durant plusieurs années. Le tsunami de 2004 a impacté 18 pays autour de l'océan Indien, causant la mort de plus de 250 000 personnes en une seule journée (Ramalanjaona, 2011). En outre, environ 1,2 million de personnes se sont

retrouvées sans abri. Un an après le tsunami, beaucoup étaient encore logées dans des logements temporaires (ADPC, 2005).

I.3.2.3 Impact sur l'environnement

L'impact environnemental des tempêtes ou tsunamis n'est signalé que plusieurs jours après l'événement, ou passe même inaperçu pour la population (Figure I.10). Les écosystèmes naturels terrestres subissent un premier impact direct lié aux vagues et aux courants marins. En 2004, les autorités indonésiennes ont déclaré que certaines localités avaient perdu 90 % des mangroves et des forêts côtières à cause du tsunami ; Elles ont déclaré aussi qu'environ 30 % des récifs coralliens, 25 à 35 % des zones humides et 50 % des plages sableuses situées sur la côte ouest avaient été endommagées (https://www.deepseanews.com/2011/03/from-the-editors-desk-the-environmental-impacts-of-tsunamis/).

Le deuxième impact est celui de la pollution liée à l'activité industriel. Les inondations peuvent libérer des polluants associés à ces activités dans l'environnement. Ces polluants contaminent les sources d'approvisionnement en eau (rivières et nappe phréatique) et en nourriture (forêt et terrains agricoles), et peuvent conduire ainsi à des problèmes de santé pour la population. Aux États-Unis d'Amérique, des réservoirs de carburant situés sur la côte du Texas ont été endommagés par l'ouragan Harvey en 2017. Les fortes pluviométries ont induit un déversement de 548 868 litres de carburant et polluants toxiques dans l'environnement (https://www.denverpost.com/2017/09/09/oil-gas-tank-failures-hurricane-harvey-pollution/). Dans un accident similaire en 2019, les Bahamas ont déclaré le déversement de 5 millions de gallons de pétrole dans l'environnement au cours de l'ouragan Doriane (https://weather.com/news/news/2019-10-09-oil-spill-bahamas-equinor-dorian). L'accident le plus dévastateur a été celui de la centrale nucléaire de Fukushima Daichi au Japon. En 2011, des inondations provoquées par les vagues de tsunami ont arrêté le système de refroidissement de la centrale, conduisant à la fusion des cœurs des réacteurs 1, 2 et 3, ainsi que la surchauffe du réacteur 4. Cet accident a provoqué la libération de volumes importants de rejets radioactifs dans l'environnement. Le gouvernement japonais a classifié l'accident de Fukushima comme un accident majeur, de niveau 7, équivalent à la catastrophe de Tchernobyl en 1986 (Champion, 2015).

Les rejets des produits chimiques ne concernent pas seulement les installations industrielles ; les voitures, les bateaux et tout ce qui est moyen de transport, peuvent libérer dans l'environnement des produits chimiques, tels que l'essence, le propane, l'antigel, etc. Les

courants marins associés à ces événements peuvent provoquer une remise en suspension de sédiments déjà pollués sur les côtes, des déplacements de micro- et macrodéchets flottants ou présents sur le fond (dont des munitions) (Nakada et al., 2018).

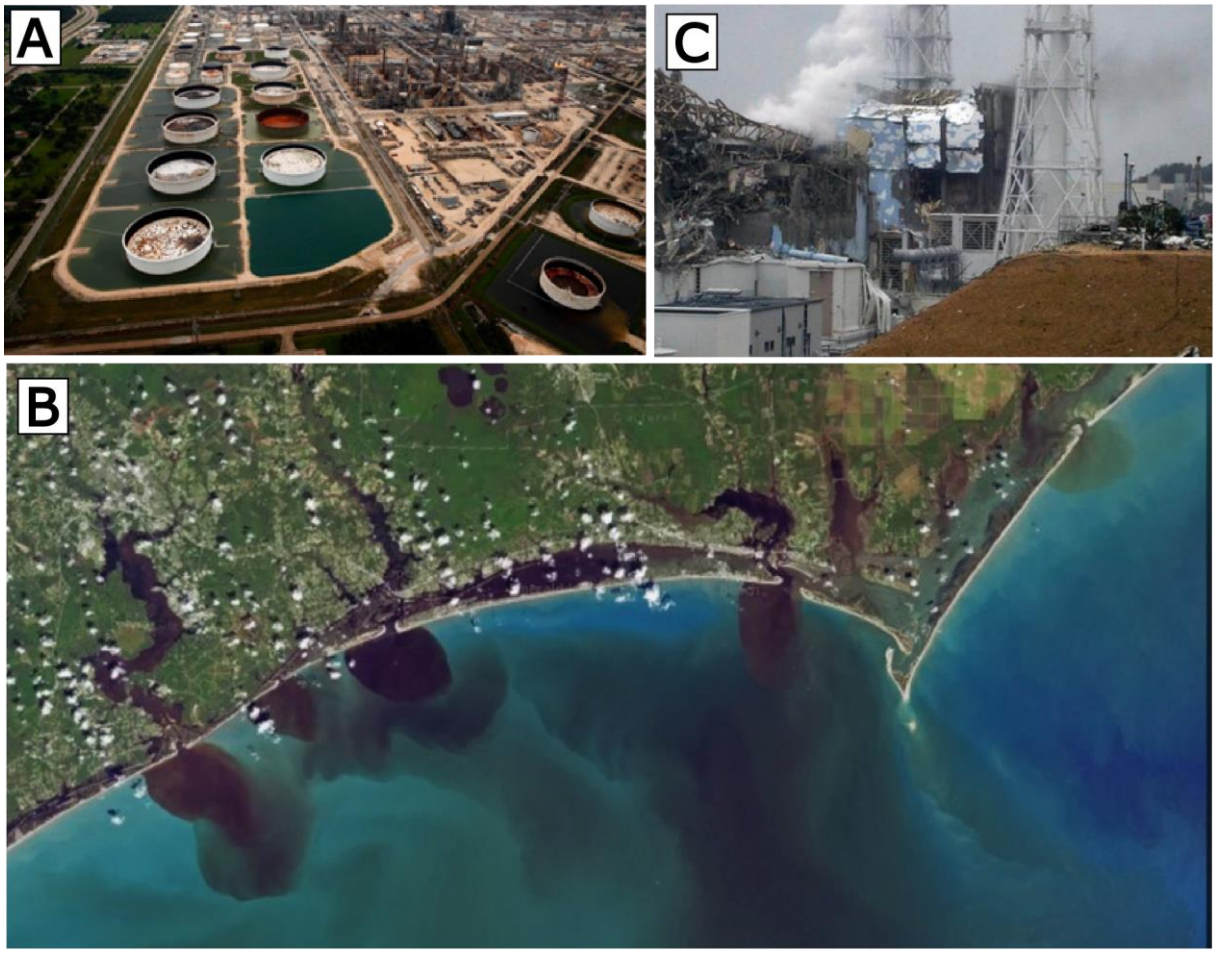


Figure I.10 - A : des réservoirs de stockage submergés par la tempête Harvey (2017), et appartement à la raffinerie d'Exxon Mobil à Baytown, Texas (Photo prise par Tom Fox du journal "The Dallas Morning News"). B : images satellitaires montrant la décharge d'eau de crue polluée à la mer au cours de l'ouragan Florence (2018) (Image de Joshua Stevens, utilisant des données Landsat de l'U.S. Geological Survey, provenant du site web de la NASA). C : bâtiments endommagés de la centrale nucléaire de Fukushima Daiichi, dans le nord-est de la préfecture de Fukushima, au Japon (Copyright : Tokyo Electric Power Co.-Kyodo News/AP).

I.4 Importance des archives historiques et geologiques pour la reconstitution des submersions marines du passe

La faible fréquence des ondes de tempête et des tsunamis à l'échelle d'une vie humaine, rend difficile l'évaluation correcte du risque lié à ces aléas côtiers, surtout pour les événements de tsunamis, qui peuvent avoir des périodes de retour de plusieurs centaines d'années. Les registres (ou catalogues) de tempêtes ou de tsunamis, quand ils sont présents et qu'ils couvrent une période suffisamment longue, permettent d'investiguer les gammes d'intensité des événements et de définir leurs périodes de retour (Dominey-Howes, 2002). Ces registres s'ils sont complets,

peuvent aider les décideurs dans l'aménagement des zones côtières, le développement de codes et de normes de construction, l'élaboration et le déploiement de systèmes d'alerte précoce et être utilisés dans la sensibilisation du grand public par la vulgarisation et l'éducation. Ces catalogues sont construits sur la base d'informations collectées à partir d'archives historiques et géologiques.

I.4.1 Archives historiques

Les archives historiques peuvent prendre différentes formes, incluant les mythes, les annales, les chroniques, les journaux, les lettres, les épistolaires, les récits de voyageurs, l'historiographie ancienne, l'histoire locale, les archives institutionnelles et administratives, la cartographie historique, les sources iconographiques (peintures, dessins, gravures en relief et autres représentations artistiques), les photographies, les films, les sources ethnographiques et anthropologiques (Figure I.11 ; Hay, 2005; Guidoboni and Ebel, 2009). Les informations collectées grâce à ces archives peuvent indiquer la localisation des événements extrêmes, leurs intensités, la hauteur des vagues produites, le nombre total des morts et blessés, ainsi qu'une description des dommages observés. La collecte de ces données est un travail laborieux qui donne des résultats intéressants lorsqu'il est mené par des équipes multidisciplinaires (Hay, 2005). La fiabilité de ces sources d'informations est un aspect auquel les chercheurs doivent faire attention, car il est possible que certains événements soient exagérés, voir inventés pour des raisons politiques ou religieuses (Scheffers, 2015). Afin d'évaluer la qualité d'un document, Scott (1991) recommande d'évaluer son authenticité, sa crédibilité, sa représentativité et son sens. Concernant l'authenticité, Scott (1991) se réfère à la question de savoir si des sources incontestables ont été utilisées et si les preuves peuvent être considérées comme authentiques. Il est important de soulever des questions sur la crédibilité d'un document source pour aider à déterminer si les preuves fournies ont été déformées de quelque manière que ce soit et si elles sont exemptes d'erreurs (Scott, 1991). Tout en tirant des conclusions à partir des documents sources, il est également important de se demander si les preuves représentent le sujet de l'enquête. Enfin, les éléments de preuve doivent être "clairs et complets" par rapport à leur signification (Scott, 1991).

Les zones côtières de certains pays sont très riches en documentation sur les événements extrêmes marins. Les registres chinois, composés de documents officiels et de gazettes locales, fournissent une documentation exceptionnelle sur l'activité des typhons au cours du dernier millénaire (Chaumillon et al., 2017). Le travail de Lee et Hsu (1989) a permis d'inventorier 571 événements de typhons durant la période 957-1909 CE. On peut citer également le travail de

Lau et al. (2010), qui a permis de construire une base de données sur les événements de tsunamis qui ont touché la côte sud de la Chine durant la période 1076-2009 CE. Le Japon dispose également d'une longue documentation sur les inondations en relation avec les tsunamis et les tempêtes. Tsuchiya et Kawata (1988) ont étudié les ondes de tempêtes qui ont touché la zone d'Osaka, à travers des archives historiques couvrant les dernières 1 200 années. Leurs analyses ont permis d'identifier 53 ondes de tempête durant cette période, avec un temps de retour de 150 ans pour les événements majeurs.

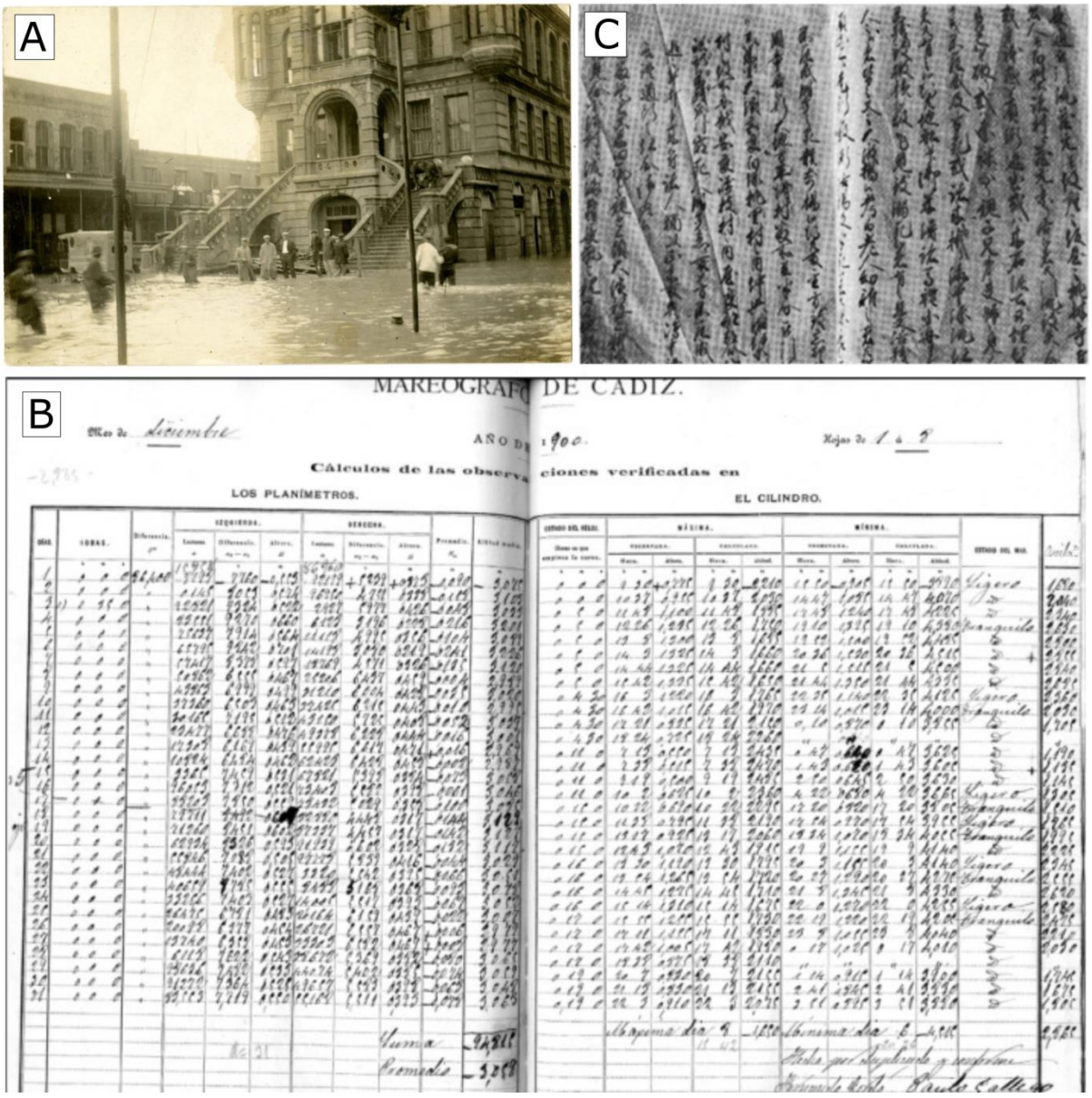


Figure I.11 - Quelques sources historiques contenant des informations sur les événements extrêmes marins A : des piétons aux États-Unis marchant dans une rue inondée après l'ouragan Galveston en 1900 (copyright : bibliothèque Rosenberg). B : observations du niveau de la mer à Cadix, 1900, archives de l'Instituto Geográfico Nacional de Madrid (Bradshaw et al., 2015). C : extrait d'un document historique Japonais décrivant les dommages causés par un tsunami (Makino (1968) in Goto et al., 2010).

I.4.2 Archives géologiques

L'approche géologique contribue à l'extension des registres d'événement extrêmes au-delà de la période historique. Elle permet également de confirmer (ou infirmer) l'existence de certains événements déjà présents dans les archives historiques textuelles. Des études pionnières ont utilisé les dépôts sédimentaires de submersion marine pour reconstituer les tempêtes extrêmes du passé en zone littorale. L'étude des tempêtes historiques et préhistoriques, dont l'approche est nommée « Paleotempestology » par Liu et Fearn (2000), s'est consacrée à l'étude des cyclones tropicaux en Australie tropicale (Chappell et al., 1983; Chivas et al., 1986; Hayne and Chappell, 2001; Nott, 2004) et le sud et l'est des États-Unis (Liu and Fearn, 1993a, 2000; Collins et al., 1999; Donnelly et al., 2001, 2004; Donnelly and Woodruff, 2007; Scileppi and Donnelly, 2007). Cette branche scientifique relativement nouvelle était principalement appliquée aux événements de la zone intertropicale. D'autres travaux ont été menés depuis, aux latitudes moyennes et élevées. En région méditerranéenne par exemple, Sabatier et al. (2008) et Dezileau et al. (2011) ont identifié, grâce à des archives sédimentaires prélevées dans les lagunes du golfe d'Aigues-Mortes en France, trois événements de tempête majeure au cours des 300 dernières années, datés à 1742, 1839 et 1892 CE. Il apparaît que ces trois dépôts de submersion sont des événements beaucoup plus puissants que la tempête de 1982 CE, évènement qui représentait jusqu'à cette découverte, la référence la plus récente en terme d'extrême dans cette région. D'autres travaux ont été menés sur d'autres façades océaniques aux latitudes moyennes et élevées (Woodruff et al., 2009; Sorrel et al., 2012; Chaumillon et al., 2017). Goslin et Clemmensen (2017) ont présenté une synthèse des structures sédimentaires laissées par les ondes de tempêtes dans les côtes meubles régressives et transgressives, à savoir les escarpements de tempête (storm scarps), les crêtes de plages (beach ridges) et les dépôts de washovers (Figure I.12). Ces auteurs décrivent dans ce travail, les caractéristiques de chaque structure sédimentaire, comment la caractériser et l'identifier, et pointent aussi les limites de l'utilisation de l'approche paléotempestologique.

Concernant cette fois-ci la reconstitution des paléotsunamis, un des plus beaux exemples présentant un intérêt pour ce type d'approche géologique, nous vient de la région de Sumatra-Andaman. Cette région avait été considérée comme zone à faible risque de tsunami en se basant sur des données instrumentales récentes (Berninghausen, 1966; Jankaew et al., 2008). Cependant, à la suite du tsunami de 2004, de nombreux chercheurs (Satake and Atwater, 2007; Monecke et al., 2008) ont commencé à rapporter des preuves géologiques d'autres événements

de tsunamis dans la région, ce qui a entraîné une réévaluation du risque liée à ces événements dans cette zone.

Pour répondre aux objectifs de notre travail, nous avons choisi d'étudier les archives géologiques présentes dans des environnements côtiers topographiquement bas, plus ou moins protégés, tels que les estuaires et les marais côtiers (2,3 et 4 dans la Figure I.12), à la recherche de dépôts de washover (C dans Figure I.12). Ce qui reste de ce chapitre, sera donc une synthèse des méthodes (ou proxys) géologiques utilisées dans l'identification des dépôts de washover dans les environnements côtiers de faible énergie.

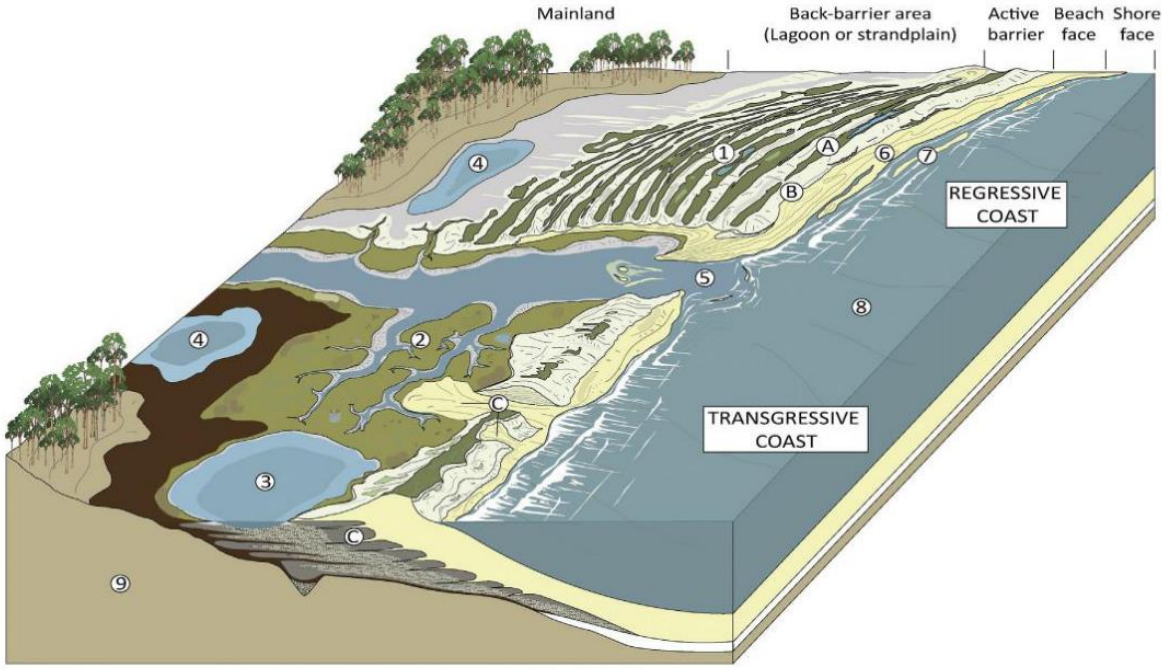


Figure I.12 - Illustration schématique des systèmes de barrières côtières transgressives et régressives. Les traces d'impacts physiques des tempêtes sont : A- les crêtes des plages, B- les escarpements des tempêtes, C- les dépôts de washover. Les sous-environnements des barres côtières : 1- succession de crêtes de plages, 2- marais salants lagunaires, 3- lac côtier saumâtre, 4- lac côtier d'eau douce, 5- chenal principal de marée et les caractéristiques sédimentaires des deltas du flot et du jusant, 6- bermes de plages, 7- barres de swash, 8- avant-plage, 9-socle (Goslin and Clemmensen, 2017).

I.4.3 Proxys d'identification des dépôts de haute énergie marines

Les environnements côtiers protégés, de type lagunes, marais salants et lacs côtiers, sont des environnements idéaux pour la recherche de dépôts de submersions marines. Ces environnements disposent en effet d'un espace de sédimentation (accomodation space), qui leur permet d'accueillir les dépôts de washover, et de les préserver durant plusieurs milliers d'années. Grâce à des carottages ou tranchés, il est possible d'explorer la stratigraphie de ces environnements à la recherche de ces dépôts (Figure I.13). Les études multidisciplinaires effectuées sur les dépôts récents de washover ont permis d'établir une liste de critères

sédimentologiques, géochimiques et micropaléontologiques, pour identifier ces dépôts à l'échelle géologique.

I.4.3.1 Sédimentologie

Comme il a été mentionné précédemment, les environnements côtiers protégés, de type estuaires, lagunes et lacs côtiers, sont caractérisés par une sédimentation principalement fine, ce qui permet aux sédiments sableux déposés durant la submersion marine de créer une anomalie granulométrique dans la stratigraphie locale (Figure I.13). Ce changement brusque de granulométrie est un premier critère d'identification, qui est simple à observer à l'œil nu (Figure I.13; Morton et al., 2007). De manière générale, ces dépôts peuvent se présenter sous la forme d'un seul banc sableux (single beds ; Figure I.14), ou se composer de plusieurs bancs superposés (multiple bed ; Figure I.14), qui illustrent plusieurs phases sédimentaires d'un même événement de submersion. Lors de leurs investigations des dépôts de tsunami mis en place durant le second glissement de Storegga en Écosse, Shi et al. (1991) ont remarqué que ces dépôts étaient composés de plusieurs couches sableuses à granoclassement normal. Selon ces auteurs, le glissement de terrain avait provoqué plusieurs vagues de submersion, ce qui y a entraîné la formation de ce type de dépôt multibancs. Le granoclassement des dépôts de washover est souvent normal, car il reflète une diminution progressive de l'énergie des vagues durant la submersion (Morton et al., 2007). Un granoclassement inverse peut être observé également, mais reste très rare (Morton et al., 2007). Par exemple, des dépôts sédimentaires appartenant au tsunami de 2004 ont été rapportés avec un granoclassement inverse : en Thaïlande au nord du cap Pakarang, Phang-nga (Higman et al., 2006), et dans le parc national de Lamson, Ranong (Choowong et al., 2008).

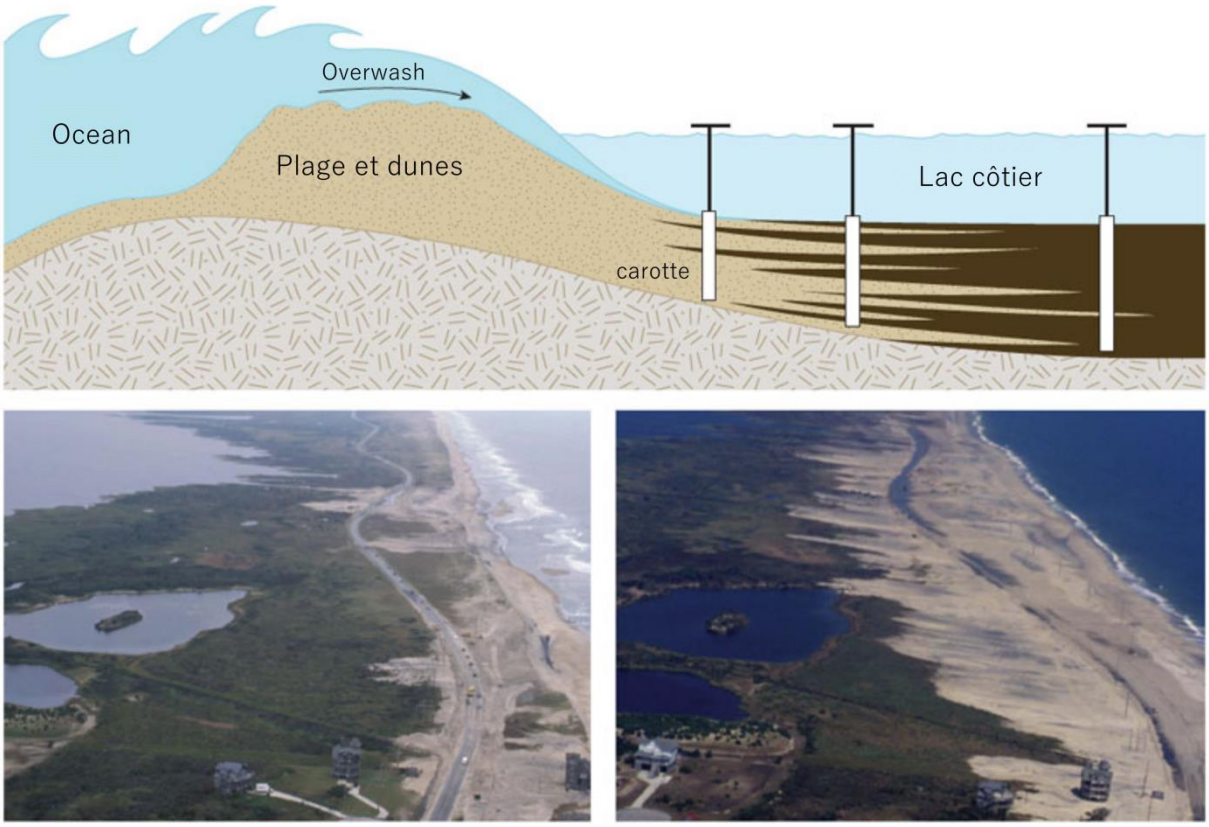


Figure I.13 - Photo d'une bande littorale située près de Rhodanthe, Caroline du Nord après l'ouragan Isabelle en septembre 2003. Avant la tempête (à gauche), le sable de plage occupe l'espace entre l'océan et la route. Après la tempête (à droite) le sable a été transporté par les vagues à l'intérieur des terres pour atteindre les lacs. Illustration réalisée par Stephanie Freese. Photographie fournie par l'USGS.

Il est également possible de retrouver dans les dépôts de submersion des structures sédimentaires de types rip-up clastes et mud-draps (Dawson, 1994; Moore et al., 1994; Goff et al., 2001). Les rip-up clasts sont généralement positionnées à la base du dépôt ; ce sont des agglomérations de particules fines qui ont été arrachées d'un substratum constitué de matériel fin par la force des courants marins lors de la submersion (Morton et al., 2007). Morton et al. (2007) et Jaffe et al. (2008) ont montré que les dépôts de cyclone ne présentent pas de rip-up clasts à cause de la turbulence et de l'agitation vigoureuse et prolongée des vagues de tempête, qui désagrège et disperse les clasts. Cependant, Phantuwongraj et al. (2013) ont documenté la présence de ces structures à la base d'un dépôt de tempête dans le Laem Talumphuk en Thailande. La base du dépôt peut contenir aussi des graviers et des coquilles imbriqués qui indiquent le sens des courants lors de la mise en place du dépôt (Goff et al., 2001). Les mud-draps sont des couches de sédiments fins, riches en matière organique, qui chapotent les dépôts de submersion (Scheffers, 2015). Lorsque les vagues marines atteignent leurs distances maximales de pénétration, et que leurs vitesses sont nulles, les conditions hydrodynamiques

sont idéales pour la sédimentation de ces couches fines (Dawson and Shi, 2000; Scheffers, 2015).

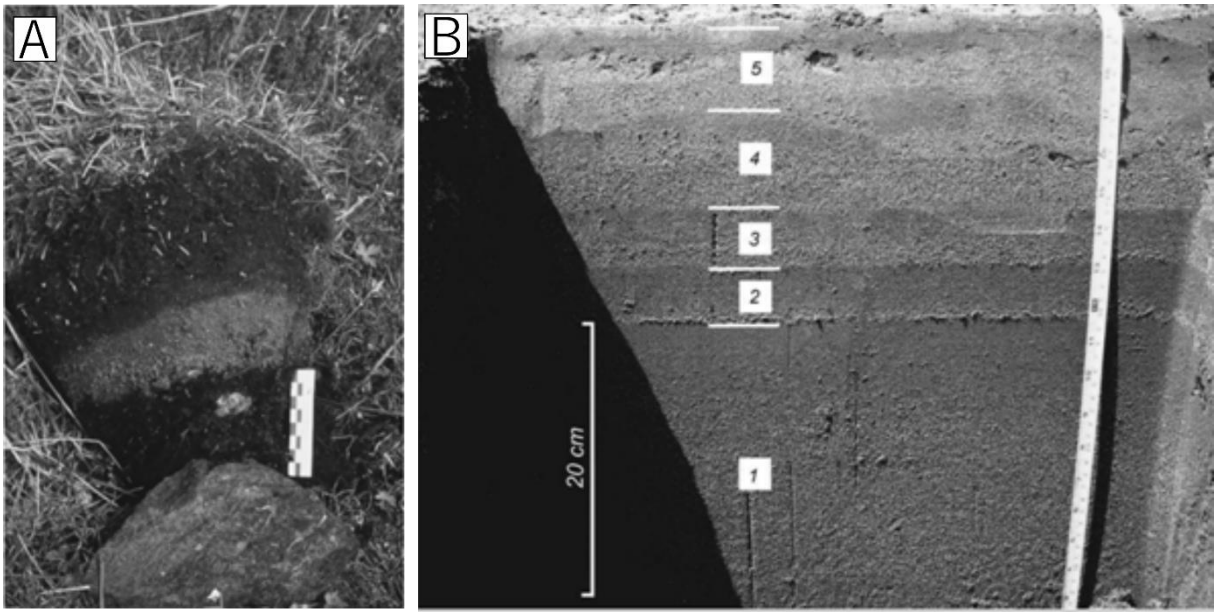


Figure I.14 - Comparaison entre dépôts de tsunami avec une seule couche (Single Bed) et avec plusieurs couches (multiple beds). A : couche de sable déposée par le tsunami de Grands Banks (1929) dans une tourbière localisée dans la baie de Taylors (Newfoundland, Canada), B : séquence sédimentaire déposée par le tsunami de 2004 dans la zone côtière de Banda Aceh (Indonésie) ; la séquence est composée de cinq couches sableuses avec un granoclassement normal (Dawson and Shi, 2000; Wassmer et al., 2010).

Dans les zones estuariennes et lagunaires, les événements de crues peuvent laisser une signature sédimentaire similaire aux dépôts de tempêtes ou de tsunamis. Ceci peut conduire à des situations de mauvaise interprétation de certains dépôts. Toutefois, il est possible de discriminer les sédiments provenant du bassin-versant par rapport à ceux provenant du domaine marin en réalisant une étude de l'origine du matériel sédimentaire. Ceci est possible grâce à des études géochimiques ou minéralogiques des sédiments de surface du bassin-versant et de la zone littorale. L'analyse des minéraux lourds a permis à El Talibi (2016) de confirmer la source marine d'un dépôt de tsunami retrouvé dans l'estuaire de Tahaddart, au Maroc. Les dépôts de tsunami avaient des concentrations en minéraux lourds similaires à celles des sédiments de surface présents sur le cordon dunaire, riches en pyroxène, andalousite, staurolite et zircon (El Talibi, 2016).

Sur un transect crosshore, l'épaisseur des dépôts de tempêtes ou de tsunamis diminue généralement en s'éloignant de la ligne de côte. La distance de pénétration du sédiment à l'intérieur des terres va dépendre de l'intensité des vagues, de la topographie locale (pente) et la rugosité du sol (Sato et al., 1995). La limite de pénétration des dépôts de washover à l'intérieur des terres a été un des critères pour différencier, dans une même séquence

stratigraphique, entre les dépôts de tempête et les dépôts de tsunami. Avec les mêmes hauteurs de vagues, les dépôts de tsunami arrivent à pénétrer plus à l'intérieur des terres en comparaison aux dépôts de tempête à cause de leurs grandes longueurs d'onde (Costa and Andrade, 2020). La continuité du dépôt est aussi un facteur qui n'est pas toujours présent. Les dépôts peuvent être discontinus à cause des variations topographiques et des processus post-dépôt (principalement l'érosion) (Spiske et al., 2019).

- Les processus post-dépôts

Spiske et al. (2019) ont synthétisé un ensemble de processus post-dépôts d'origine naturelle et anthropique, qui affectent les dépôts de tsunami. Ces processus peuvent s'appliquer également aux dépôts de tempêtes. Ces auteurs présentent trois processus post-dépôts d'origine naturelle, qui peuvent intervenir en même temps ou de manière individuelle : l'érosion, la compaction et la bioturbation. **(i) L'érosion**, sous ces différentes formes (éolienne, fluviale ou par les vagues), peut diminuer l'épaisseur du dépôt ou le faire disparaître complètement (Spiske et al., 2013). Les dépôts épais ont plus de chance de résister à l'érosion (Spiske et al., 2013). Dans le cas des dépôts de tsunamis, les processus d'érosion peuvent être amplifiés (ou atténués) par des phénomènes de soulèvement (ou affaissement) associée à l'activité tectonique. L'affaissement assure un enfouissement rapide des sédiments, et fournit ainsi des espaces de sédimentation supplémentaire (accommodation space), tandis qu'un soulèvement des dépôts pourrait exposer ces derniers à l'érosion (Spiske et al., 2019). (ii) **La compaction** est le résultat de la charge des sédiments sus-jacents au dépôt de submersion marine. Ce processus naturel entraine une réduction de l'épaisseur réelle du dépôt, ainsi qu'une modification (ou disparition) de certaines structures sédimentaires, telles que les laminations observées entre les différents bancs. **(iii) La bioturbation** est causée par l'activité des organismes vivants (végétaux ou animaux) dans le sédiment, en le mélangeant. Nichol et Kench (2008) ont observé une bioturbation dans des sédiments déposés par le tsunami de 2004 dans les îles Maldives. où ils ont noté que des crabes et des insectes, ont mélangé les dépôts de tsunamis avec d'autres sédiments environnants (Nichol and Kench, 2008).

Les dépôts de submersion marine, située dans des zones côtières urbanisées, sont confrontés à des processus post-dépôts d'origine anthropique. Environ 30 % des sédiments mis en place par le tsunami de 2004 dans la baie de Patong, ont été prélevés par la population locale pour remettre les sols en état de culture (Szczuciński, 2012). Au Pérou, les habitants des régions affectées par le tsunami de Pisco-paracas (2007), ont utilisé le sable déposé par les vagues pour

fabriquer du ciment afin de reconstruire les bâtiments endommagés par l'événement (Spiske et al., 2013).

I.4.3.2 Géochimie

La première utilisation de la géochimie dans l'étude des dépôts de submersions marines remonte aux travaux de Minoura et Nakaya (1991). Ces derniers ont combiné ce proxy avec la sédimentologie pour analyser des séquences sédimentaires lagunaires prélevées dans la péninsule de Tsugaru (préfecture d'Aomori, Japon), afin d'identifier des dépôts de tsunami historiques. La chimie des eaux interstitielles des sédiments a montré que les dépôts de tsunamis étaient plus riches en ions de sel (Na^+,K^+,Cl^-,Ca^{2+} et Mg^{2+}) et en carbonates, comparés aux dépôts lagunaires autochtones (Minoura and Nakaya, 1991). Avant le tsunami de 2004, la géochimie n'était pas une approche utilisée dans l'analyse des dépôts de submersions marines. Ceci s'explique par le manque d'expertise en géochimie des spécialistes qui travaillaient sur le sujet à cette époque, et qui étaient en grande majorité des sédimentologues ; ou bien que ces derniers pensaient que la géochimie n'était pas nécessaire pour démontrer la source marine de ces sédiments, et que cela pouvait être vérifié par l'analyse des microfossiles (Chagué, 2020). Après le tsunami de 2004, de nouvelles disciplines ont commencé à s'intéresser aux dépôts de tsunami, notamment la géochimie. Les deux synthèses bibliographiques de Chagué-Goff (2010) et Chagué-Goff et al. (2011) sont venues montrer à la communauté scientifique ce que la géochimie peut apporter à cette thématique de recherche. D'autres travaux, notamment ceux de Sabatier et al. (2010, 2012), vont montrer que cette approche est également applicable aux dépôts de tempête.

Le tsunami de 2004 va permettre aux géochimistes de tester leur méthodologie sur des dépôts récents. Ces premiers travaux étaient orientés vers l'étude de la chimie des eaux interstitielles des dépôts, afin d'évaluer l'impact environnemental des tsunamis sur l'espace côtier. En effet, lors d'une submersion, l'eau de mer, qui est enrichie naturellement en ions de sel (Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+},…), va entraîner une salinisation des terres agricoles, et des ressources d'eau potable (Szczuciński et al., 2005, 2007). Au niveau des zones côtières urbanisées, les vagues extrêmes sont capables de transporter des sédiments marins riches en contaminants. Sujatha et al. (2008) ont analysé la géochimie des sédiments collectés trois semaines après le tsunami de 2004 dans le district de Nagapattinam en Inde. Les résultats ont montré que ces dépôts étaient plus riches en polluants (éléments traces métalliques, phosphates, nitrates…), comparés à des sédiments collectés sur le même site durant des études antérieures. Cette approche environnementale n'est

appliquée que sur des dépôts récents de submersion marine car le temps de résidence des ions de sel et des polluants dans le sédiment est relativement court.

Grâce à la géochimie, il est possible d'identifier les dépôts de submersion à travers leurs compositions minéralogiques. Toutefois, l'utilisation de ce proxy nécessite avant tout une cartographie géochimique des sources de sédiments (marin et continental) arrivant à la zone prospectée (estuaire, lac côtier, lagune) car très dépendante de la géologie régionale (Dezileau et al., 2011; Sabatier et al., 2012). Ce traçage des sources facilitera l'analyse géochimique des séquences sédimentaires, afin de pouvoir démontrer l'origine marine des dépôts de tempête et de tsunami lorsqu'ils sont présents. Le calcium (Ca), strontium (Sr) et magnésium (Mg) sont des indicateurs de présence de carbonates dans le sédiment (bivalves, gastéropodes, foraminifères, diatomées et ostracodes…) (Croudace and Rothwell, 2015). Le titane (Ti), zirconium (Zr) et fer (Fe), sont associés aux minéraux lourds (Chagué-Goff, 2010; Chagué-Goff et al., 2011); le silicium (Si) est utilisé comme indicateur de silicates tels que le quartz (Cuven et al., 2013; Yu et al., 2016). Dans l'estuaire de Boco do Rio au Portugal, Font et al. (2013) ont observé des concentrations importantes en Ca et Sr dans un dépôt de tsunami appartenant à l'événement de 1755 CE (Site PO-4 ; Fig. 2p), qui indiquent sa richesse en carbonates détritiques et biogéniques. Ces auteurs estiment que ce dépôt est composé d'un mélange d'argiles estuariennes remobilisées et de sédiments dunaires. Le zirconium a été utilisé par Dezileau et al. (2011) et Sabatier et al. (2012) comme traceur géochimique de la source marine dans les lagunes palavasiennes (France). Ce même élément a été utilisé par Degeai et al. (2015), comme traceur de la source terrigène ou du bassin-versant dans la lagune du Bagnas (située 30 km au sud des étangs palavasiens). Cette différence de traçage de source à partir du zirconium est liée à la géologie régionale différente entre les deux sites d'étude. Dans le cas des étangs palavasiens, le bassin-versant est principalement carbonaté d'âge jurassique et le zirconium est principalement présent dans les sables marins dont l'origine initiale est associée aux apports du Rhône et du Vidourle. Dans la lagune du Bagnas, le bassin-versant est plus vaste et couvre des terrains géologiques de l'ère primaire, riches en roches plutoniques et métamorphiques. Dans ce cas, l'origine du zirconium provient de l'érosion de ces roches anciennes et arrive à l'étang du Bagnas via un transfert par le fleuve Hérault. Le zirconium peut donc être utilisé comme un traceur de la source marine ou de la source terrigène en fonction de la nature des roches du bassin-versant et des sédiments de la zone littorale. Ces travaux montrent très clairement qu'il faut faire très attention à l'utilisation de ces proxys géochimiques, et qu'ils ne peuvent pas être utilisés sans une connaissance de la géologie régionale et sans avoir

préalablement fait une étude sur le traçage des sources sur les sédiments de surface depuis le haut bassin-versant jusqu'à la zone littorale.

Les processus post-dépôts peuvent altérer la signature géochimique initiale d'un dépôt de tempête ou de tsunami. Depuis le travail de Minoura et al. (1994), la chimie des eaux interstitielles des sédiments a été peu utilisée sur des paléo-dépôts de submersions marines (Chagué, 2020). La préservation de ces éléments dans le dépôt est conditionnée par la nature du sédiment, les processus de drainage (latéral et vertical) et les conditions climatiques locales (Chagué-Goff et al., 2017). Le sel contenu dans le sédiment est rapidement dilué à cause des précipitations et des mouvements des eaux de surface et/ou souterraines. Sur la côte indonésienne de la mer d'Adaman, Szczuciński et al. (2007) ont réalisé un suivi annuel de la salinité des sédiments sableux déposés par le tsunami de 2004. La teneur en sel dans ces dépôts avait diminué considérablement après la première saison pluviale, pour revenir, après quelques années, à son niveau initial (prétsunami) (Szczuciński et al., 2007). Les sédiments fins et riches en matière organique (M.O) conservent plus longtemps les ions de sel. Ces derniers peuvent interagir avec la M.O et prendre une forme organique, capable de se préserver sur des centaines, voire des milliers d'années (Biester et al., 2004; Shinozaki et al., 2016). Sur des séquences sédimentaires prélevées dans la tourbière de Petit Bog au Canada, Chagué-Goff et Fyfe (1996) ont détecté des niveaux riches en éléments halogènes (Cl, I et Br), qui correspondraient à des événements de paléo-submersion marine. Pour la partie minérale du sédiment, des processus diagénétiques et d'oxydo-réduction, liés à la circulation des eaux de surface et des eaux souterraines, pourraient conduire à la dissolution, mobilisation ou précipitation de nouveaux composés chimiques (Chagué-Goff, 2010; Donnelly et al., 2016). Malgré cela, la signature géochimique du sédiment, en relation avec sa partie minérale, est moins sensible aux transformations post-dépôts, comparée aux minéraux de sel. Chagué-Goff et al. (2012) ont montré que les dépôts sableux du tsunami de 2011 Tohoku- oki et de Jogan 869 CE avaient la même signature géochimique minérale, ce qui reflète la même source de sédiment pour les deux événements.

Les outils d'analyses géochimiques sont différents en fonction des objectifs de l'étude. La partie eau interstitielle du sédiment peut être analysée grâce à la chromatographie ionique (e.g. Minoura and Nakaya, 1991), l'ICP-AAS (e.g. Minoura and Nakaya, 1991) et ICP-AES (e.g. Chagué-Goff et al., 2012). L'analyse de la partie minérale du sédiment peut être réalisée grâce à la fluorescence des rayons X (XRF). Cette approche assure des mesures rapides, à faibles coûts et sans détruire l'échantillon mesuré. Toutefois, les résultats XRF sont semi-quantitatifs

et peuvent être biaisés par plusieurs facteurs tels que l'humidité, la taille des grains, la matrice et la géométrie de la surface de mesure (Croudace et al., 2006). Pour corriger ces effets, les éléments mesurés peuvent être normalisés à d'autres éléments, tel que l'aluminium, le rubidium ou le potassium (Chagué, 2020).

I.4.3.3 Les foraminifères benthiques

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires rhizopodes de la classe des « Foraminifera », du règne des « Protoctista » et de l'embranchement des « Granuloreticulosa ». Ils existent depuis l'âge Cambrien (Sen Gupta, 2003). Ces organismes sont de petites tailles (similaire aux grains de sable) qui occupent différents types de milieux marins, depuis les zones intertidales jusqu'aux fosses les plus profondes de l'océan (Murray, 1991). Ils vivent soit sur le fond marin (forme benthique) ou en suspension dans la colonne d'eau (forme planctonique) (Murray, 1991). La grande majorité des foraminifères est pourvue d'une coquille de protection (appelé également test) qui est secrétée par l'animal à partir des minéraux dissout dans l'eau (silice ou calcite), ou agglutinés à partir de différents débris présents dans son milieu de vie (sédiments, végétaux…). La classification de ces organismes est largement basée sur la composition et la forme de leurs tests. Il existe environ 10 000 espèces de foraminifères dans le monde, dont les plus dominantes sont les formes benthiques (Vickerman, 1992). L'écologie des foraminifères a montré que ces organismes sont très sensibles aux conditions environnementales dans lesquelles ils vivent, tels que la température, la salinité, le flux de nutriments et la nature du sédiment, etc. (Figure I.15; Murray, 1991). La modification de ces paramètres entraîne une modification des assemblages de foraminifères présents dans le milieu, avec apparition ou disparition d'une ou plusieurs espèces (Murray, 1991). Par exemple, l'espèce *Ammonia parkinsoniana* préfère les environnements intertidaux (Hayward et al., 2004) quant à l'espèce *Bolivina seminuda,* elle préfère les conditions eutrophiques et hypersalines (Cushman, 1911).

Grâce à leur petite taille, leur forte abondance et leur coquille fossilisable, les foraminifères sont considérés comme de bons indicateurs stratigraphiques, paléoécologiques et palaéoenvironnementaux (Alfred R. Loeblich and Tappaan, 1988; Hayward et al., 1999; Sen Gupta, 2003). Examiner les assemblages présents dans un niveau de haute énergie marine permet de déduire des informations sur la source du sédiment (la profondeur à partir de laquelle il a été transporté et la distance de transport) et sur les caractéristiques hydrodynamiques des vagues responsables de sa mise en place (vitesse d'écoulement, turbidité ; Mamo et al., 2009). Mamo et al. (2009) ont synthétisé un ensemble de critères permettant d'identifier les dépôts de

submersion dans les environnements côtiers de faible énergie, parmi lesquels on peut citer : (i) un changement dans la composition des assemblages (Hindson et al., 1996; Hindson and Andrade, 1999; Hawkes et al., 2007), où l'on observe par exemple, des foraminifères du plateau continental dans un environnement lagunaire ou estuarien ; (ii) une modification du nombre des populations (Cundy et al., 2000; Hawkes et al., 2007; Kortekaas and Dawson, 2007) ; (iii) une modification dans la taille des tests ou dans les ratios juvéniles/adultes (Guilbault et al., 1996); (vi) un changement dans le caractère taphonomique des tests (Hindson and Andrade, 1999; Hawkes et al., 2007). Sur les côtes du Kenya, Bahlburg et Weiss (2007) ont observé, dans des sédiments déposés par le tsunami de 2004, une forte abondance d'espèces benthiques vivant normalement sur le plateau continental à des profondeurs inférieur à 30 m (exp : *Quinqueloculina* sp. et *Spiroloculina* sp.*)*, et des profondeurs de 80 m (exp : *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, 1826). Dans des sédiments déposés par le tsunami de 2004 sur les côtes thaïlandaises et malaisiennes, Hawkes et al. (2007) ont été capables de différencier le dépôt d'uprush, caractérisé par un des radiolarites d'eaux profondes, du dépôt de backwash où se trouvaient des foraminifères de mangroves remobilisés.

En termes de bonne pratique, le travail de Hawkes et al. (2007) est un bon exemple sur l'utilisation des foraminifères dans l'étude des dépôts de submersions marines (Mamo et al., 2009). Ce travail présente une taxonomie des foraminifères à l'échelle de l'espèce, accompagnée de photos MEB (Microscopie Électronique à Balayage), qui permettent aux lecteurs de vérifier la taxonomie proposée par l'auteur. On retrouve également des données sur l'abondance relative de chaque espèce le long de l'archive, avec une analyse en cluster afin de déterminer les différents assemblages. Ces auteurs apportent également une attention à l'état des tests, à travers l'analyse de la taille et du niveau d'abrasion du test. L'ensemble des données sont présentées dans un seul diagramme avec d'autres proxys, tels que la granulométrie, la perte au feu, etc., afin d'expliquer les variations des assemblages de foraminifères observées le long de l'archive sédimentaire (Mamo et al., 2009).

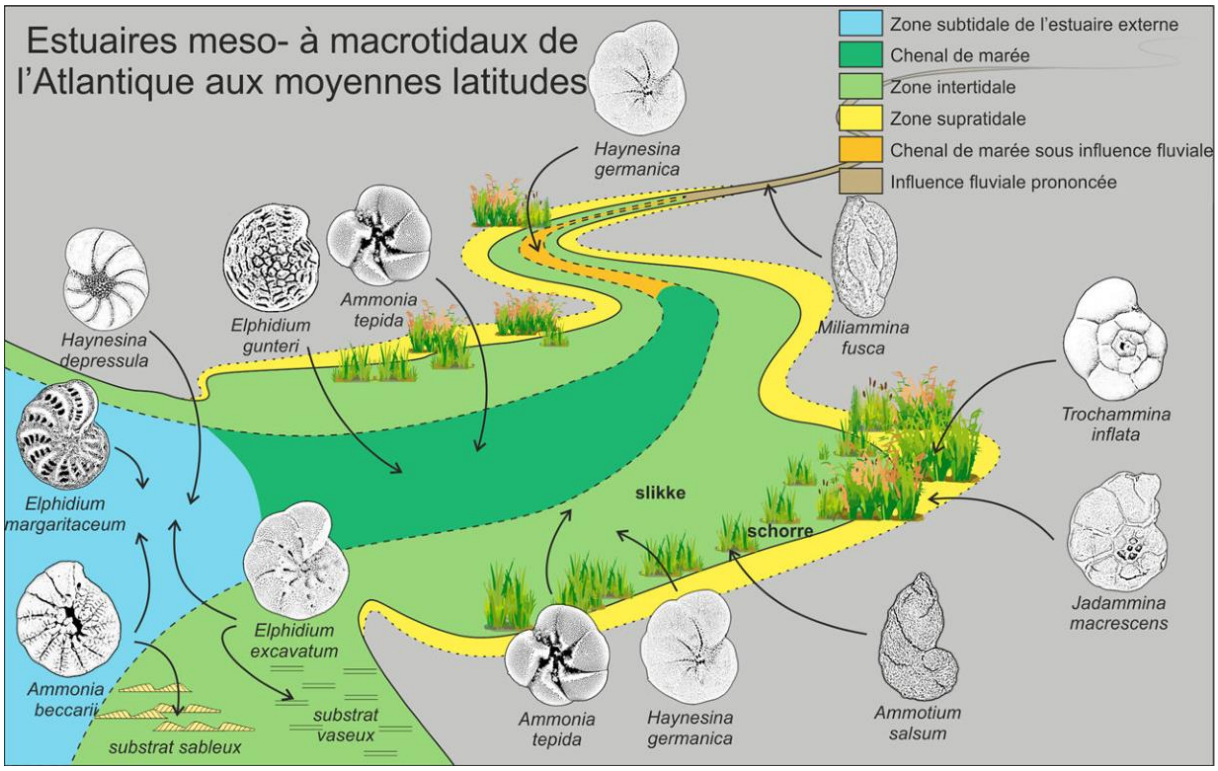


Figure I.15 - Distribution des espèces dominantes de foraminifères benthiques dans les estuaires méso- à macrotidaux tempérés de la façade Atlantique (Debenay et Guillou (2002) dans Durand, 2017).

Faire la différence entre les dépôts de tempête et de tsunami en utilisant les foraminifères est une tâche compliquée (Kortekaas and Dawson, 2007). On peut s'attendre à ce que les dépôts de tempête soient composés de matériels sédimentaires provenant de la partie « nearshore », avec une taxonomie représentative de ces milieux. Les dépôts de tsunamis seraient, plutôt, composés d'un large éventail de sédiments provenant du plateau interne jusqu'aux débris continentaux (Switzer and Jones, 2008). Pour cela, il est nécessaire de réaliser une cartographie de distribution des foraminifères sur les sédiments de surface (onshore et offshore), afin de déterminer la source du sédiment transporté durant la submersion (Pilarczyk et al., 2014). L'étude des assemblages des foraminifères en surface va permettre également d'éliminer les critères taphonomiques présents dans certaines espèces avant même d'être transporté durant la submersion (Pilarczyk et al., 2014).

Les tests de foraminifères, contenus dans les sédiments de submersion, peuvent subir des changements liés aux processus post-dépôts (Pilarczyk et al., 2014). Par exemple, les foraminifères pourvus de tests calcaires ont un faible potentiel de préservation. Dans des dépôts mis en place par le tsunami de 2004, et collectés 4 ans après l'événement, Yawsangratt et al. (2012) ont constaté des traces de dissolution intense des tests de foraminifères calcaires. Ces problèmes taphonomiques peuvent être résolus grâce à la paléogénétique ; une nouvelle

approche qui vise à identifier les espèces de foraminifères présentes dans un sédiment grâce à leurs acides nucléiques (Szczuciński et al., 2016).

I.4.3.4 Autres proxys

D'autres proxys sont utilisés dans l'étude de dépôts de submersions marines, notamment l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (Wassmer et al., 2010), le radar géophysique (Buynevich et al., 2007), la microtomographie (Cuven et al., 2013), la tomographie de la résistivité électrique (Hadler et al., 2020).

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), qui est appliquée, depuis plusieurs années, pour la détermination de la fabrique magnétique des roches, et récemment utilisée par Wassmer et al. (2010) sur des sédiments non consolidés de tsunamis. L'ASM, combinée à la granulométrie, fournie des informations sur les conditions hydrodynamiques dominantes durant la mise en place de ces dépôts de hautes énergies, surtout lorsqu'il n'y a aucune structure sédimentaire visible.

Le radar géophysique (GPR) peut être utilisé au niveau des barres sableuses pour identifier l'escarpement de tempête (Storm Scarps). L'utilisation de cette approche, combinée à des méthodes de datations OSL, a permis à Buynevich et al. (2007) de dater quatre paléo-escarpements de tempête dans une barre sableuse située à Hunnewell (Maine, États Unis).

I.5 CONCLUSION

Les événements de submersion marine sont provoqués principalement par des ondes de tempêtes et des tsunamis. Les ondes de tempêtes sont générées par des dépressions atmosphériques (tempête tropicale et extratropicale). Les tsunamis, quant à eux, sont causés par des phénomènes géologiques tels que les séismes sous-marins, les glissements de terrain et les éruptions volcaniques.

En plus de la submersion marine, les ondes de tempêtes et les tsunamis déclenchent des processus d'érosion et de dépôts qui peuvent modifier considérablement la morphologie de l'espace côtier. Ces changements physiques sont très importants sur les côtes meubles comparées aux côtes rocheuses, et peuvent avoir des conséquences sociales, économiques et environnementales significatives. En terme de résilience, certains pays pauvres touchés par ces événements ont du mal à réparer ce qui a été détruit par un tsunami ou un cyclone. Le coût économique pour revenir à l'état initial est considérable.

Les archives historiques et géologiques sont de bons outils pour évaluer les risques liés aux événements de submersions. Ils permettent de catégoriser ces événements selon leurs puissances et périodes de retour, afin d'appliquer les mesures nécessaires pour s'y préparer et s'adapter le mieux possible. L'approche géologique est importante, car elle permet d'identifier des événements de submersion au-delà de la période historique et d'enrichir les catalogues de tempêtes et de tsunamis dans chaque zone côtière.

Le chapitre suivant expose le cas du Maroc, qui figure parmi les pays africains les plus vulnérables aux événements de submersion marine.

II. LE LITTORAL ATLANTIQUE MAROCAIN : UN ESPACE VULNERABLE AUX SUBMERSIONS MARINES

II.1 INTRODUCTION

La côte atlantique marocaine s'étend sur environ 3 000 km. Ce domaine littoral est très convoité par la population et concentre de nombreuses activités économiques. Il contient les principales infrastructures du pays, tels que les ports, les industries et les complexes touristiques. De plus, la forte spéculation foncière rend le littoral très attractif pour les promoteurs immobiliers. Ces pressions anthropiques entraînent une dégradation de l'espace côtier, à travers la surexploitation des ressources naturelles, la bétonisation du cordon dunaire, l'érosion côtière, l'urbanisation linéaire et la pollution (Snoussi et al., 2008).

La submersion marine est un aléa qui risque d'aggraver encore plus ce constat, et représente un vrai défi auquel le pays devra s'adapter. Malgré la rareté des événements extrêmes (tempêtes, tsunami) à l'échelle d'une vie humaine, les archives historiques montrent que les côtes marocaines ont déjà été confrontées dans le passé à ces aléas naturels. On peut citer par exemple le tsunami de 1755 CE, qui a ravagé la zone littorale marocaine.

Dans ce chapitre, nous donnerons, d'abord un aperçu sur les enjeux de la côte atlantique marocaine et leurs importances pour l'économie du pays. Ensuite, nous expliquerons les processus à l'origine des ondes de tempêtes et des tsunamis sur cette côte, en présentant les contextes météo climatique et géologique qui caractérisent le Maroc. Enfin, nous donnerons, à partir de l'étude d'archives historiques, quelques exemples d'événements de submersion qui ont touché le pays. En termes de conclusion, nous donnerons une synthèse des travaux réalisés sur les paléo-dépôts de submersions marines au Maroc, et leurs intérêts pour la compréhension du risque lié à ces événements extrêmes.

II.2 ENJEUX DE LA FAÇADE ATLANTIQUE MAROCAINE

II.2.1 Enjeux démographiques

En 2014, le littoral marocain abrite environ 11 millions de personnes, soit 1/3 de la population totale (Haut Commissariat au Plan, 2014; Mansour et al., 2020). La population urbaine domine très largement, avec 9,33 millions d'urbains et 1.6 millions de ruraux dans les communes littorales (Haut Commissariat au Plan, 2014; Mansour et al., 2020). Le transfert de la capitale du Maroc de Fès à Rabat au début du protectorat français (1912), a provoqué un déplacement progressif des pouvoirs économiques et politiques de l'intérieur du pays (Fès, Marrakech et Meknès) vers les villes côtières. Le processus d'urbanisation, s'est accéléré depuis l'indépendance du Maroc en 1965, avec le développement de grands centres urbains, tels que Casablanca, Tanger, Rabat, Kenitra, Safi, Agadir et Laayoune. La ville de Casablanca, qui

comptait en 1951 environ 683 000 habitants, abrite 3,36 millions d'habitants en 2014 (Haut Commissariat au Plan, 2014). La ville de Rabat, qui ne dépassait pas 50 000 habitants au début du siècle, voit sa population triplée en 1951, avec 203 000 habitants, pour atteindre en 577 827 habitants en 2014 (Haut Commissariat au Plan, 2014). À proximité de ces pôles urbains, de nouvelles agglomérations se développent, tels que Témara et Skhirate au sud de Rabat, Bouskoura, Médionna, Ain-Harrouda et Nouasseur autour de Casablanca.

II.2.2 Enjeux économiques

Le littoral atlantique est un pôle structurant de l'économie marocaine. Il regroupe l'essentiel de l'activité touristique et industrielle. On retrouve les principales infrastructures portuaires du pays : le port pétrolier de Mohammedia, le port commercial de Casablanca et le port énergétique de Jorf-lasfar. Entre 1983 et 2000, le Maroc a dépensé près de treize milliards de dirhams pour l'aménagement des ports (Cherfaoui N., 2012 dans Mati et al., 2017). En 2019, l'axe Mohammadia-Casablanca-Jorf-Lasfar assure le transit d'environ 80,2 % du trafic des ports gérés par l'Agence National des Ports (Agence Nationale des Ports, 2019). L'ANP gère au total 16 ports sur la côte Atlantique. La construction de nouvelles infrastructures est programmée, notamment les deux ports de Kenitra Atlantique et Dakhla Atlantique, ainsi que l'extension et l'amélioration de certains ouvrages déjà existants (Agence Nationale des Ports, 2019).

Les grands complexes industriels sont localisés soit à l'intérieur des ports ou à proximité de ces derniers. L'axe Kenitra-Safi concentre environ 60 % des unités industrielles et 80 % des emplois dans le secteur (Nakhli, 2010). Parmi les grands projets déjà mis en place, on peut citer la raffinerie de Mohammedia (la seule du pays), et les deux grands complexes phosphatiers de Jorf-Lasfar et de Safi (Figure II.1). On retrouve également près des ports plusieurs zones franches, dotées d'avantages fiscaux pour attirer les investisseurs et les industriels. Le secteur de l'énergie profite de la proximité du littoral pour installer ses centrales thermiques. Les plus grandes unités sont situées à Jorf-Lasfar et Safi, avec des capacités respectives de 2 016 et 1 386 MW d'énergie, respectivement (https://www.taqamorocco.ma/fr ; http://www.one.org.ma/). La centrale thermique de Tahaddart, qui fonctionne avec du gaz naturel, figure également parmi ces stations côtières (Figure II.2). Elle a produit 7,5 % de l'énergie électrique distribuée au Maroc en 2014 (https://eet.ma/).

Le Maroc profite de sa large bande côtière pour mettre en place plusieurs stations de dessalement d'eau de mer. Ces projets viennent pour répondre à une demande en eau croissante dans un contexte marqué par une insuffisance et une raréfaction de plus en plus importante des

ressources en eaux. Plusieurs stations ont vu le jour à Laâyoune, Boujdour, Tan-Tan et Akhfenir. D'autres sont en projet dans le cadre du programme national d'approvisionnement en eau potable et d'irrigation 2020-2027, comme celles de Dakhla, Safi, Al Hoceima, Agadir ou Casablanca. Cette dernière, par exemple, prévoit de produire environ 300 millions de m3/an et alimentera en eau potable la métropole et sa région.

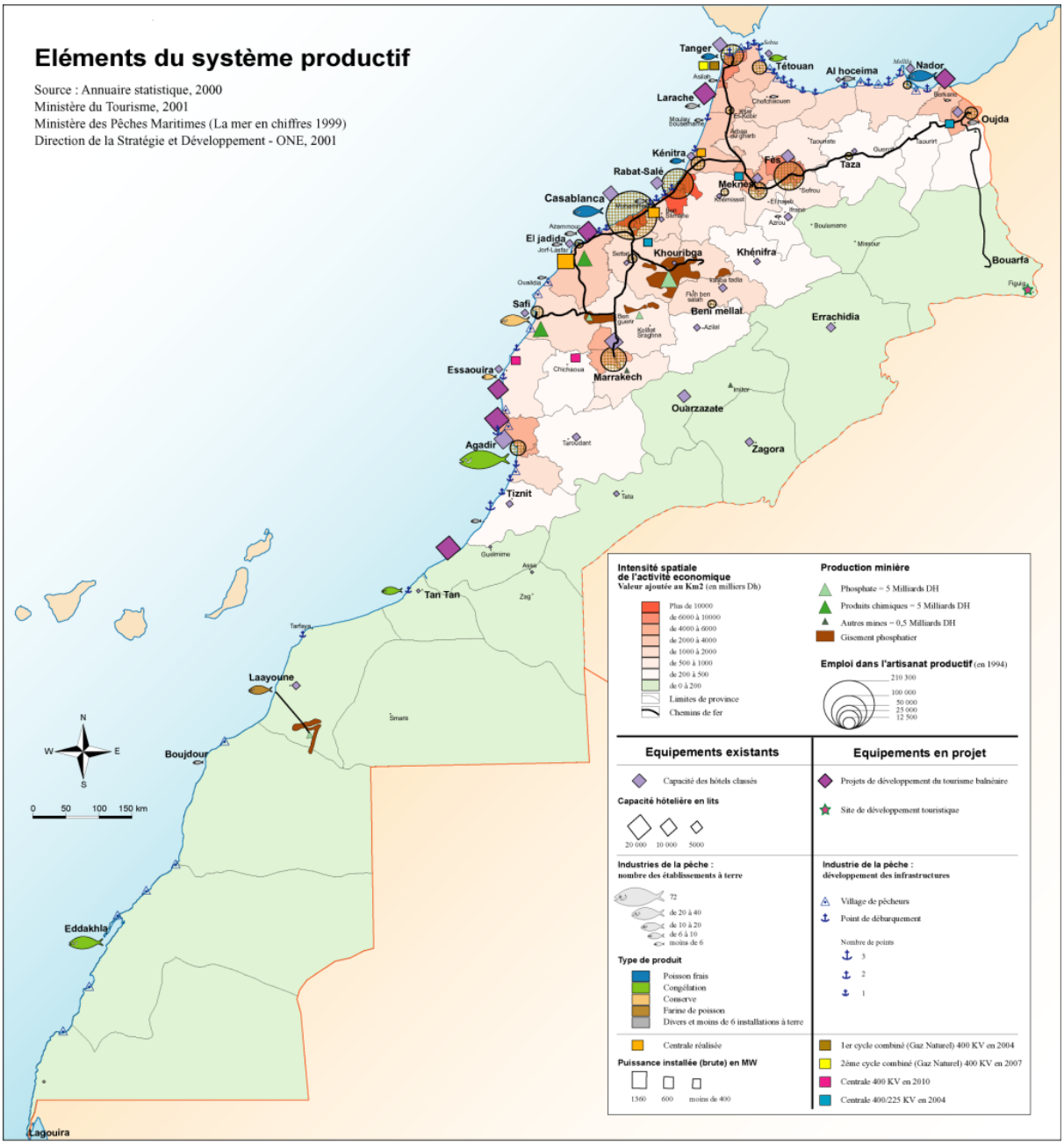


Figure II.1 - Eléments du système productif au Maroc (Hakkou and Benmohammad, 2016).

Le tourisme balnéaire au Maroc connaît une évolution rapide depuis deux décennies, marqué par la mise en place de plusieurs zones touristiques le long de la côte atlantique marocaine.

Cinq méga stations touristiques ont été programmées dans le cadre du plan Azure : Lixus, El Haouzia, Mogador, Taghazout et Plage Blanche (Figure II.2).

Figure II.2 - A : vue aérienne du complexe touristique de Mazagan (https://www.mariefrance.fr/evasion/permis-de-rever/decembre-au-maroc-394015.html) ; B : vue aérienne sur la raffinerie de Mohammedia (https://www.bladi.net/incendie-raffinerie-samir-mohammedia.html) ; C : vue aérienne de la centrale thermique de Tahaddart (https://eet.ma/).

II.3 SOURCES DES SUBMERSIONS MARINES SUR LA COTE ATLANTIQUE DU MAROC

Le contexte climatique et géologique dans lequel se trouve le Maroc, le rend vulnérable de manière naturelle aux événements de submersion, provoquée par les ondes de tempête et les tsunamis.

II.3.1 Exposition aux ondes de tempêtes

Les ondes de tempêtes qui touchent la côte atlantique marocaine, sont généralement produites par des cyclones extra-tropicaux qui se forment dans l'Atlantique Nord, entre les Açores et l'Islande. Les vents d'ouest induits par ces systèmes dépressionnaires génèrent des houles extrêmes qui voyagent jusqu'aux côtes marocaines. Durant leurs trajets, ces houles peuvent s'intensifier ou s'atténuer en fonction de l'état des vents et de la mer (El Messaoudi et al., 2016).

Ces houles extrêmes sont observées particulièrement durant la période hivernale. Selon les standards de la Direction de Météorologie Nationale (DMN), une vague est dite dangereuse lorsque sa hauteur dépasse les 4 mètres sur la côte Atlantique (Http://vigilance.marocmeteo.ma/). Plus rarement, des systèmes cycloniques tropicaux peuvent remonter jusqu'à la côte marocaine. Nous pouvons citer par exemple Vince (8 – 11 octobre 2005), Delta (22 – 30 novembre 2005) et Leslie (11 – 14 octobre 2018). Ces systèmes cycloniques arrivent souvent en fin de vie sur les côtes marocaines (Mhammdi et al., 2020).

II.3.2 Exposition aux tsunamis

Le contexte géologique du Maroc et de ses environs rend le pays vulnérable également aux vagues de tsunamis. Plusieurs sources sont capables de produire ce type de vagues extrêmes :

- La source majeure est le faisceau de failles transformantes des Açores-Gibraltar, qui est caractérisé par une activité sismique importante (Gutscher et al., 2006). Cette zone est un espace de rencontre entre la plaque africaine et celle de l'Eurasie, ce qui génère régulièrement des tremblements de terre sous-marins capables de produire des vagues de tsunamis (Poujol, 2017 ; Figure II.3). Le plus connus est le tsunami de Lisbonne en 1755 CE qui a été généré dans cette zone sismique. Les deux derniers séismes du 28 février 1969 (Ms : 7,8) et du 26 mai 1975 (Ms : 7,9) témoignent de la tectonique encore active de cette région (Mellas, 2012) ;
- Une autre source, qui a été très médiatisée, est en lien avec le volcan de Cumbre Vieja dans les îles Canaries (Figure II.4). Une grande éruption de ce volcan pourrait provoquer un glissement de flanc, entraînant la chute de 150 à 500 km^3 de roche dans la mer, ce qui pourrait générer un tsunami de grande amplitude (Ward and Day, 2001; Abadie et al., 2012). Selon des simulations numériques, les vagues de tsunami pourraient atteindre les côtes marocaines atlantiques en 1 h 30, avec un run-up de 10-25 m pour le scénario de 500 km^3, et de 3-8 m pour celui de 150 km^3 (Ward and Day, 2001; Abadie et al., 2012).
- L'impact des télétsunamis sur les côtes marocaines est un scénario à prendre en considération. De part leur grande longueur d'onde, les vagues de tsunami sont capables de voyager sur de longues distances et atteindre ainsi des zones côtières très éloignées. Des tsunamis générés sur l'autre rive de l'Atlantique sont capables d'atteindre les côtes marocaines. Le séisme de 1755 CE a provoqué des vagues de tsunami qui ont voyagé vers le nord jusqu'au Newfoundland et au Cornwall en Grande Bretagne (Huxham, 1756), et vers le sud jusqu'aux Antilles, Barbades dans les Caraïbes, et les côtes

brésiliennes (Kozak et al., 2005; Ruffman, 2006; Biguenet et al., 2021). Le séisme des Grands Bancs en 1929 CE au Canada a déclenché un tsunami qui a été observé de l'autre côté de l'océan Atlantique, jusqu'aux côtes du Portugal (Https://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/historic-historique/events/19291118-en.php).

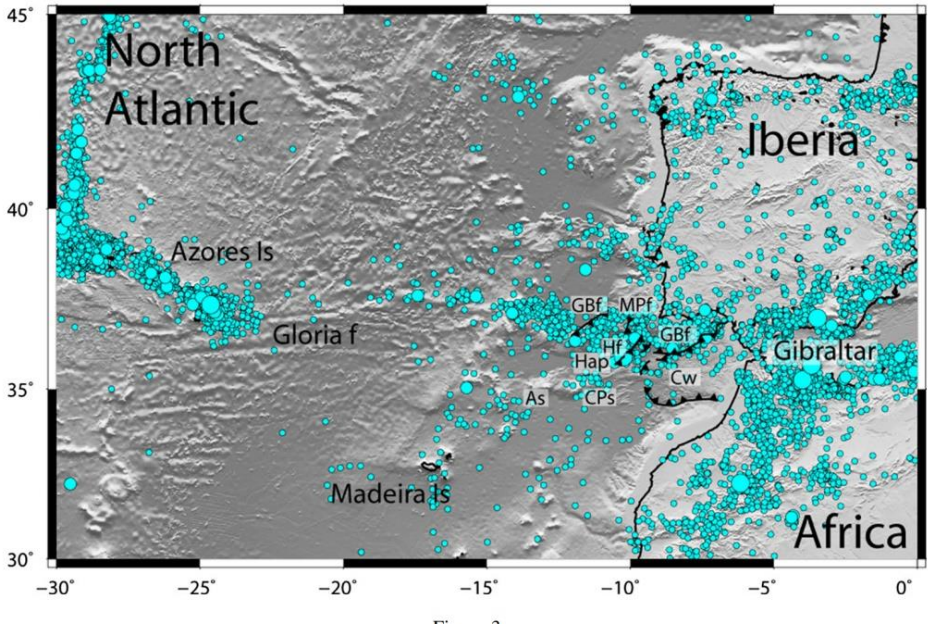


Figure II.3 - Sismicité entre la période 1987-2017, montrant des séismes avec des magnitudes supérieures à 3 (Baptista, 2020).

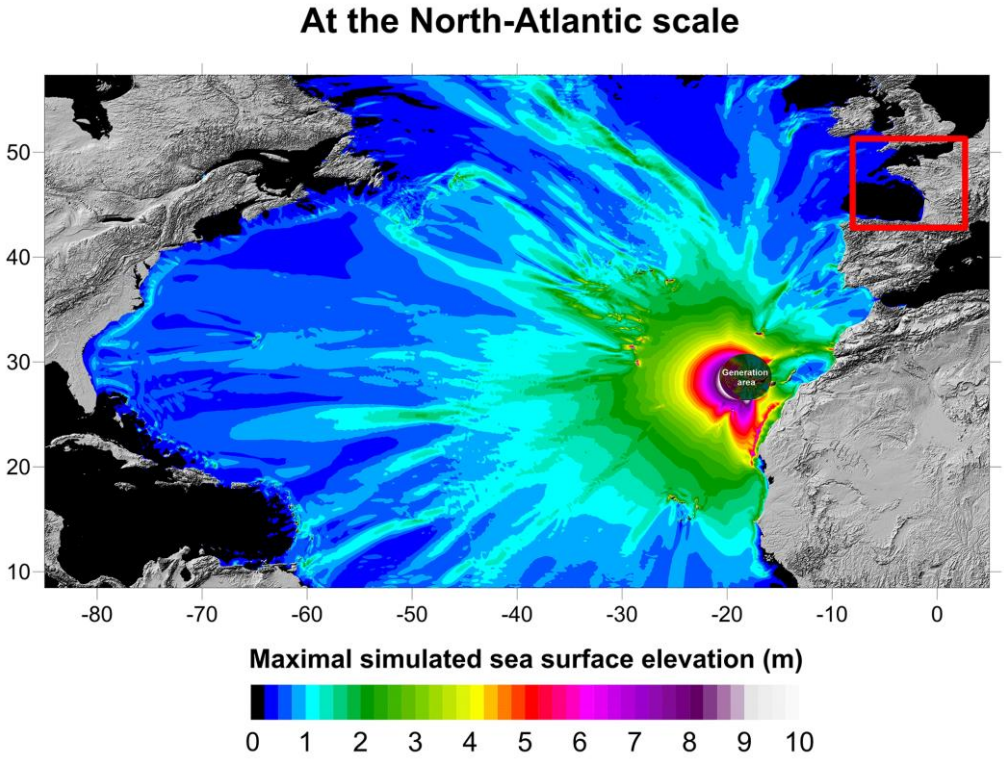


Figure II.4 - Simulation de propagation d'un tsunami provoqué par l'effondrement d'une partie du volcan de Cumbre Vieja dans les îles Canaries (Abadie et al., 2020).

II.4 LE RISQUE DE SUBMERSION MARINE SELON LES ARCHIVES HISTORIQUES ET LES DONNEES DE MODELISATIONS

II.4.1 Les données historiques

II.4.1.1 Catalogue des tempêtes

Les catalogues des ondes de tempêtes sur la côte marocaine couvrent seulement le dernier siècle. Le registre des tempêtes proposé par Mhammdi et al. (2020) est une synthèse des houles extrêmes, qui ont touché la côte atlantique marocaine entre 1905 et 2018 CE (Tableau II.1). Ce registre rassemble plusieurs bases de données marégraphiques, dont les principales sont celles de Simonet et Tanguy (1956) et El Messaoudi et al. (2016). Le travail de Simonet et Tanguy (1956) contient des données de vagues collectées par le service de physique du globe de l'institut scientifique chérifien, à partir de plusieurs ports durant la période 1928-1952. El Messaoudi et al. (2016) présentent une liste de quelques événements majeurs de tempête enregistrés par la direction de météorologie nationale entre 1966 et 2014. Ce catalogue contient d'autres événements compilés par Minoubi et al. (2013) pour la région de Safi durant les hivers 1948-1949, 1965-1966, 1973-1974 et 1985-1986 CE.

Tableau II.1 - Historique des tempêtes sur la côte Atlantique Marocaine présenté par Mhammdi et al. (2020). AEMET : « Agencia Estatal de Meteorologia, Spain ».

Date Jour/mois/année	Nom	Hmax (m)	Période	Orientation	Référence
23-25/03/2018	Hugo				AEMET
14-15/03/2018	Giselle				AEMET
09/03-11/03/2018	Felix				AEMET
28/2-03/03/2018	Emma				AEMET
28/02-1/03/2017		>7			Belkhayat et al. (2017); MTTP (2014)
05-07/01/2014	Hercules	13.62	21.60	320°	El Messaoudi (2016)
21-22/08/2012	Gordon		14		AEMET
27/02/2010	Xynthia				El Messaoudi (2016)
31/01/2009					AEMET
04/01/2008		15.85	18.80	320°	El Messaoudi (2016)
22-28/11/2005	Delta				Beven et al. (2008) AEMET (Martin Leon et al.) 3
08-11/10/2005	Vince				Beven et al. (2008) AEMET4
19/01/2005		12	17	330°	El Messaoudi (2016
13/04/2003		11.28	14	313.6°	El Messaoudi (2016
11/03/2003		11.14	19.3	324.8°	El Messaoudi (2016
27/12/2002		10.04	14.4	324.8°	El Messaoudi (2016
14/11/2002		11.52	11.7	331.9°	El Messaoudi (2016

16/02/2002		11.25	15.6	347.3°	El Messaoudi (2016
08/01/1996		7.5	18.5	308°	El Messaoudi (2016
16/02/1995		6.6	17	305°	El Messaoudi (2016
17-19/02/1986					Minoubi et al. (2013
01-03/02/1986					Minoubi et al. (2013
03-06/01/1986					Minoubi et al. (2013
28/02/1978		8	19	300°	El Messaoudi (2016)
??/12/1973		7		NW?	Minoubi et al. (2013
21/02/1966		10	15-20	283-WNW	Minoubi et al. (2013); El Messaoudi (2016)
28/12/1951	6.7	Nd	Nd	Nd	El Messaoudi (2016)
02-03/02/1949					Minoubi et al. (2013)
19/12/1945		>7	18 (Casa)	W ; NW	Simonet & Tanguy (1956)
16/12/1942		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
16/02/1941		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
18/11/1940		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
11/12/1938		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
25-27/01/1937		>7	20 (Rabat)	W ; NW	Simonet & Tanguy (1956)
28/02/1935		>7		W	Simonet & Tanguy (1956)
13/03/1934		>7	13 (Rabat)	W	Simonet & Tanguy (1956)
04/01/1933		>7		W ; NW	Simonet & Tanguy (1956)
07/12/1932		>7		W	Simonet & Tanguy (1956)
27/03/1932		>7		W ;NW	Simonet & Tanguy (1956)
11/11/1931		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
19/03/1931		>7		SW	Simonet & Tanguy (1956)
14/01/1931		>7	17	NW	Simonet & Tanguy (1956)
04/01/1931		>7		Nw ;W ;SW	Simonet & Tanguy (1956)
01-02/02/1930		>7	18	NW ;W	Simonet & Tanguy (1956)
17/01/1930		>7		SW	Simonet & Tanguy (1956)
13/01/1930		>7		NW	Simonet & Tanguy (1956)
05/12/1929		>7		W	Simonet & Tanguy (1956)
21/11/1929		>7	19		Simonet & Tanguy (1956)
19/02/1929		>7	17-20	W (Safi)	Simonet & Tanguy (1956)
25/10/1928		>7	20		Simonet & Tanguy (1956)
10/04/1928		>7			Simonet & Tanguy (1956)
26/02/1928		>7	17		Simonet & Tanguy (1956)
/10/1913					Cherfaoui & Doghmi (2002)
06/01/1913					Gallois (1920) Cherfaoui & Doghmi (2002) El Messaoudi (2016)
??/12/1912					Cherfaoui & Doghmi (2002)
Winter 1910-1911					Cherfaoui & Doghmi (2002)
Winter 1909-1910					Cherfaoui & Doghmi (2002)

20/04/1905		10.4			El Messaoudi (2016)

II.4.1.1.1 La tempête de 1913 CE

La première tempête rapportée dans les archives marocaines est celle du 6 janvier 1913 CE, citée par Gallois (1920). Ce dernier signale dans son récit que la construction du port de Casablanca a subi un retard important à cause de cet événement (Figure II.5). Cherfaoui (2013) rapporte que, sur les premières quinzaines de janvier 1913 CE, une série de tempêtes a rabattu cinq voiliers avec leurs cargaisons sur les côtes marocaines ; le 9, le voilier « Los Emilios » échoue sur les rochers de Fédala. Le 10, le dundee français « Providence », s'est échoué à Oukacha ; le 12, le voilier grec « Nedjma », au même endroit ; le 16, le voilier danois « Castor », sur les Roches-Noires ; le 17, le voilier suédois « Olga » s'est également échoué sur les Roches-Noires. Le même auteur signale que dix mois plus tard, le 29 octobre 1913 trois navires qui n'ont pas eu le temps d'appareiller sombrent à l'entrée du port de Casablanca, entraînant la mort de huit personnes : le « Nana-Martini » (Allemand), le « Livia » (Espagnol) et le « Misolongion » (Grec) (Cherfaoui, 2013). La tempête a paralysé le port de Casablanca pendant 7 mois, et a amené les autorités, l'année suivante, à créer un service pour la surveillance de l'état de mer (Cherfaoui, 2013).

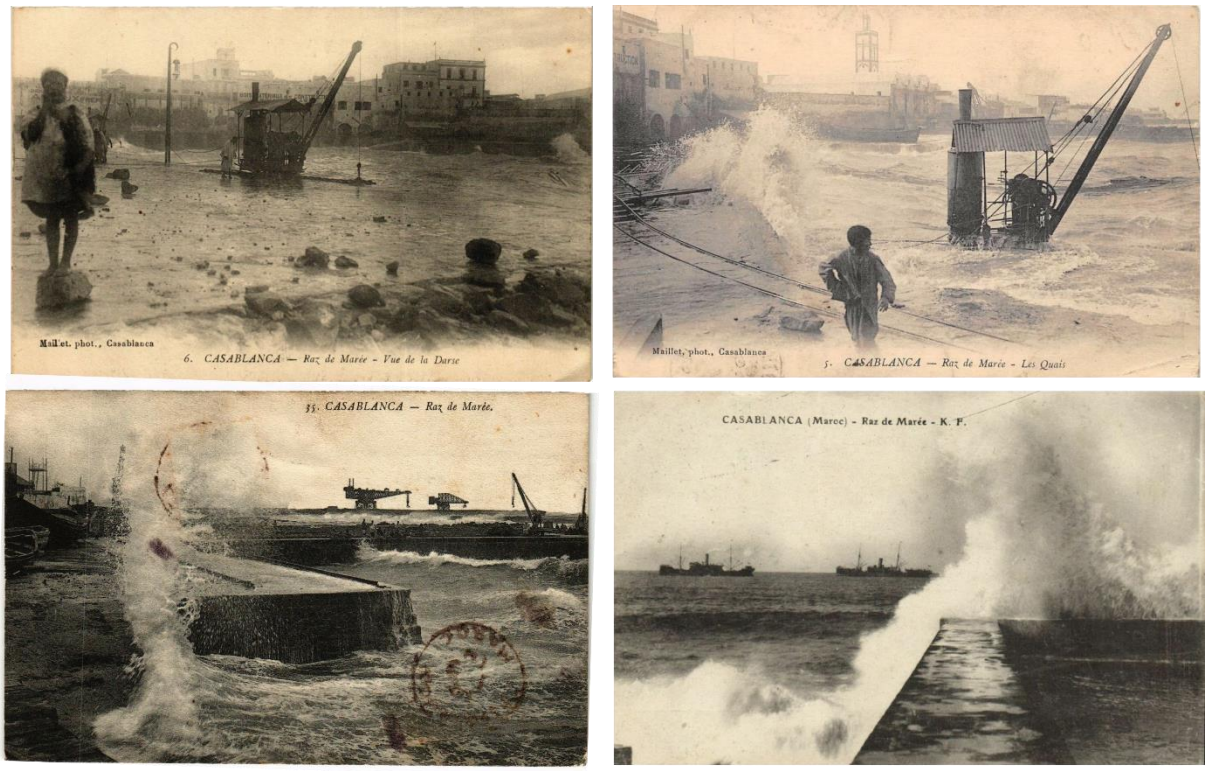


Figure II.5 - Cartes postales illustrant l'impact de la tempête de 1913 CE sur le port de Casablanca (https://www.delcampe.net/fr/collections/).

II.4.1.1.2 Tempête tropicale Delta (22 au 28 novembre 2005 CE)

La tempête Delta a été la 25e dépression tropicale enregistrée durant l'année 2005. Cette tempête a commencé à se former le 19 novembre à environ 1 500 km au sud des Açores. La trajectoire de la tempête était imprévisible dans un premier temps, avec un mouvement en forme de boucle dans un sens antihoraire, puis elle s'est déplacée vers le sud, avant de se diriger vers l'est en direction de l'Afrique. Le 27 et 28 novembre, la tempête frappe les îles Canaris avec des vents de 153 km/h, accompagnés par de fortes pluies (Longshore, 2008). Ces dernières ont provoqué plusieurs glissements de terrain et des inondations dans les deux îles de Tenerife et La Palma. Selon les médias espagnols, sept personnes ont perdu la vie et 13 autres sont portées disparues (Longshore, 2008). Des pertes supérieures à 360 millions de dollars US ont été enregistrées, principalement dans les cultures et les stocks de pêche (Longshore, 2008). La tempête est arrivée sur la côte marocaine le 29 novembre avec des vents de 93 km/h et une pression centrale de 992 hPa. Elle a fourni des précipitations à l'intérieur du pays avant de se dissiper (Longshore, 2008). Aucun dommage n'a été rapporté de la part des autorités marocaines par rapport à cette tempête.

II.4.1.1.3 Cyclone extratropical Hercules (6 au 7 janvier 2014 CE)

La tempête du 6 au 7 janvier 2014 a été un événement exceptionnel sur la côte Atlantique Marocaine. Impressionnés par les dégâts provoqués par cette tempête, certains médias locaux ont qualifié les vagues produites par cet événement de mini-tsunami. La population a été surtout marquée par les blocs de boulders projetés par les vagues sur la corniche de la mosquée Hassan II à Casablanca (Figure II.6).

Les houles extrêmes qui ont touché la côte marocaine entre la ville de Larache et Sidi-Ifni, sont associées à une dépression atmosphérique de 935 hPa dans l'océan Atlantique positionnée à 50°N ; 37°O le 5 janvier, 2014 CE. La dépression a provoqué des vents violents compris entre 60-120 km sur un fetch de 3 000 km, et une hauteur significative de houle de 15 m à la source. Les houles qui ont touché la côte Marocaine étaient de direction nord-ouest, avec des hauteurs de 5-9 m, et une période d'environ 20 secondes (El Messaoudi et al., 2016). La houle a été amplifiée par une marée haute le 7 janvier 2014. Le marégraphe de Mohammedia a enregistré une hauteur maximale de 13,6 m. Les conditions météorologiques sont revenues à la normale dans la matinée du 8 janvier 2014 (Mhammdi et al., 2020).

Figure II.6 - Aperçu des dégâts provoqués par la tempête de 2014 sur le littoral Atlantique Marocain. A : Bloc de boulders projetés par les vagues sur la route principale de Salé (https://www.yabiladi.com/articles/details/22237/maroc-aussi-touche-vagues-deferlantes.html). B : Bouée de signalisation déposée par la mer sur la plage de Mohammedia (ANP, 2014) ; C : Restaurant affecté par les vagues à Casablanca (https://www.yabiladi.com/articles/details/22237/maroc-aussi-touche-vagues-deferlantes.html).

Le Ministère de l'Équipement, du Transport et de la Logistique a publié un rapport spécial sur les dégâts constatés au niveau des infrastructures portuaires du pays, sans donner de chiffres sur le coût des dégradations. Les dégâts sont conséquents sur les infrastructures de protection et d'exploitation du port de Jebha, Larache, Kenitra, Skhirate, Mohammedia, Casablanca, Jorf Lasfar, Safi, Essaouira, Agadir et Sidi Ifni (METL, 2014). Les incidents les plus significatifs ont été relevés au niveau des ports de Mohammedia, Safi et Essaouira. Belkhayat et al. (2017) ont investigué, de leur côté, les effets de cette tempête entre Casablanca et Rabat. Sur les plateformes rocheuses de Rabat-Salé, les vagues ont inondé des lotissements situés à plus de 200 m de la côte. Sur les deux plages de Temara et Skhirate, des murs et des escaliers ont été brisés et déplacés ; environs 30 maisons ont été endommagées, 2 se sont effondrées et 17 villas ont été partiellement inondées (METL, 2014).

II.4.1.2 Catalogue des tsunamis

Le premier catalogue de tsunamis au Maroc a été proposé par Kaabouben et al. (2009), qui est basé sur le modèle GITEC (Genesis and Impact to Tsunamis in the European Community). Il est construit à partir d'informations collectées dans des catalogues sismiques, des observations directes, des témoignages écrits contemporains et des données disponibles dans les pays voisins tels que l'Espagne et le Portugal (Leone et al., 2012). Ce registre recense, depuis 382 CE, un total de 14 événements tsunamigènes d'origine sismique, avec différent degré de fiabilité. Sept événements de tsunami ont touché la côte atlantique : 382 CE, 22 mai 881 CE, 1er novembre 1755 CE, 31 mars 1761 CE, 25 novembre 1941 CE, 28 février 1969 CE et 26 mai 1975 CE (Tableau II.2).

Il existe d'autres catalogues intégrant des évènements de tsunami sur une surface spatiale plus importante, notamment celui du EMTC2.0 (Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue) disponible en carte interactive sur ArcGIS, et qui représente une version améliorée de l'EMTC publié en 2014. Ce catalogue contient 293 événements de tsunami qui ont touché les côtes européennes depuis 6150 BCE (Maramai et al., 2014). On retrouve également la base de données NGDC (National Geophysical Data Center), qui répertorie les tsunamis à l'échelle mondiale. Elle contient plus de 2000 événements avec différents degrés de validité. Ces événements sont rassemblés à partir de sources scientifiques et universitaires, de catalogues régionaux et mondiaux, de données de marégraphes, de données de capteurs d'océan profonds, de rapports d'événements individuels et de travaux non publiés.

Tableau II.2 - Catalogue de tsunami Marocain proposé par Kaabouben et al. (2009).

Année	Mois	Jour	Heure	Minute	Longitude	Latitude	Zone source	Magnitude	Fiabilité	Source
382					-10.00	36.00	Sud-ouest de l'Ibérie		2	3,4
881	5	22					Méditerranée occidentale		4	1
1522	9	22	10		-02.66	36.97	Méditerranée occidentale	6,5	4	1
1680	10	9	7		-04.60	36.80	Méditerranée occidentale	6,8	4	1
1733					-		Méditerranée occidentale		0	19

1755	11	1	10	16	-10.00	36.50	Sud-ouest de l'Ibérie	8,7	4	1,3, 5,6, 7,8
1761	3	31	12	15	-13.00	34.50	Faille de Gloria	8,5	3	2,9
1790	10	9	1	15	-00.60	35.70	Méditerranée occidentale	6,7	1	1
1856	8	21	21	30	+05.72	36.83	Méditerranée occidentale		0	20
1941	25	11	18	04	-18.98	37.42	Faille de Gloria	8,2	4	6,10
1969	2	28	2	40	-10.57	36.01	Sud-ouest de l'Ibérie	7,9	4	11,1 2,13 ,14, 15,1 6,17
1975	5	26	9	11	-17.56	35.98	Faille de Gloria	7,9	4	11,1 8
1980	10	10	12		+01.68	36.28	Méditerranée occidentale	5,8	0	20
2003	5	21	18	44	+03.08	36.80	Méditerranée occidentale	7,0	0	21,2 2,23

II.4.1.2.1 1er novembre 1755 CE

Le tsunami du 1er novembre 1755 CE, connu également sous le nom de tsunami de Lisbonne, est l'un des événements naturels le plus dévastateurs que l'Europe et l'Afrique du Nord aient connus. Des sismologues ont estimé la magnitude du séisme à environ 8,5 ± 0,3 (Martínez Solares and López Arroyo, 2004), en se basant sur les dégâts rapportés dans les textes historiques. Son épicentre le plus probable est à environ 200 km au sud-ouest du cap Saint-Vincent (Baptista et al., 1998).

Sur la côte atlantique marocaine, un grand travail de recueil et d'analyse de documents historiques, concernant cet événement, a été effectué par plusieurs chercheurs, notamment El Mrabet (2005), Kaabouben et al. (2009) et Blanc (2009) (Figure II.7). Des dégâts sont constatés dans plusieurs villes, notamment Tanger, Asilah, Larache, Rabat-Salé, El Jadida, Safi et Agadir. Les valeurs de run-up ont été estimées entre 2,5 et 23 mètres. Le train d'onde a pénétré à l'intérieur de certaines villes jusqu'à 2 km, tels que Tanger et Salé. Mellas (2012) estime que cet évènement a provoqué plus de 1 000 morts sur la côte marocaine. Blanc (2009) a mis en

évidence des confusions et des incertitudes dans plusieurs documents historiques. Une confusion entre le séisme tsunamigène du 1er novembre 1755, et deux autres événements qui se sont produits la même année : le séisme rifain du 18 au 19 novembre (selon des sources européennes) et celui du 27 au 28 novembre (selon des sources marocaines). Mellas et al. (2012) signalent une incohérence dans certains manuscrits entre les hauteurs de run-up et les dégâts observés dans les villes d'El Jadida (23 m), de Tanger (15 m) et de Safi (15 m).

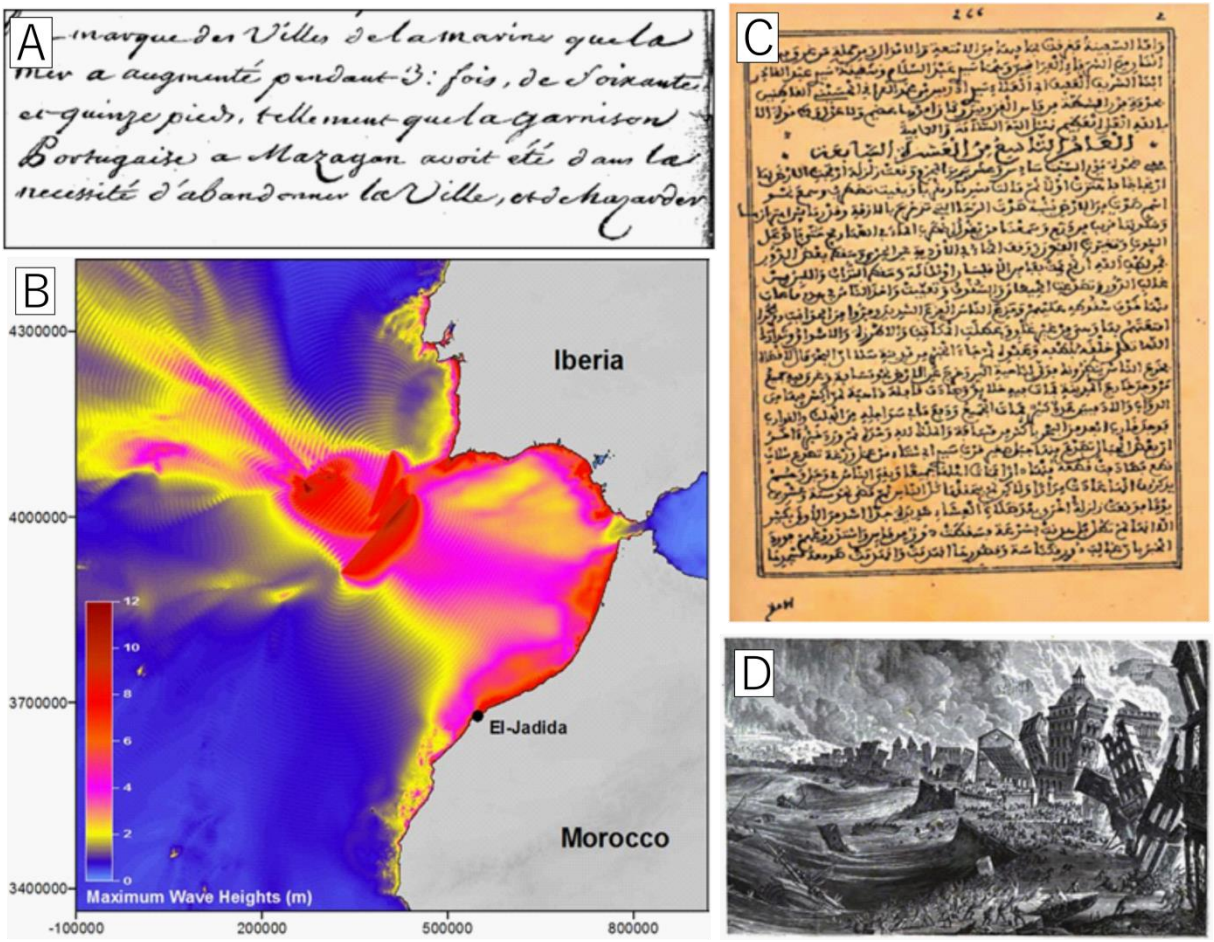


Figure II.7 - A : une partie de la lettre de Soyris (1755) mentionne l'apparition de "3 vagues successives de 75 pieds", c'est-à-dire d'environ 24 m (Omira et al., 2012) ; B : simulation du tsunami de 1755 (Omira et al., 2012) ; C : extrait d'une page de « Nashr al-matâni » d'Al-Qadiri (1712-1773) décrivant les effets du tremblement de terre de 1755 CE dans plusieurs localités marocaines (Cherkaoui et al., 2017) ; D : peinture montrant l'impact du tsunami de 1755 CE sur la ville de Lisbonne.

II.4.1.2.2 25 novembre 1941 CE

Un séisme avec une magnitude de 8,2 a été généré par la faille de Gloria le 25 novembre 1941. Les hauteurs de vagues enregistrées sur la côte marocaine sont de 0,25 m pour Casablanca et de 0,45 m pour Essaouira (Mogador) (Kaabouben et al., 2009). Debrach (1946) et Rothé (1951) signalent que des câbles sous-marins de Brest-Casablanca et Brest-Dakar ont été endommagés

par la force du séisme, ce qui met en évidence un glissement de terrain sous-marin près des côtes marocaines et sénégalaises (Baptista et al., 2016).

II.4.1.2.3 28 février 1969 CE

Un séisme de magnitude 8 a été généré au large de Lisbonne le 28 février 1969 (Grandin et al., 2007). Le journal marocain « Al Alam » a rapporté dans son numéro du 1 et 2 mars 1969, qu'une agitation de la mer avait été observée par les habitants des villes de Rabat et de Salé. Une amplitude de 0,9 m a été mesurée par le marégraphe du port de Casablanca (Kaabouben et al., 2009). Pas de dégâts majeurs rapportés sur les côtes marocaines.

II.4.2 Modélisation numérique

Les simulations numériques permettent d'évaluer le degré d'exposition des zones côtières aux événements de submersion marine, et d'identifier celles qui sont particulièrement vulnérables. Sur la côte atlantique du Maroc, des simulations numériques de propagation de vagues de tsunamis ont été réalisées sur certaines villes, tels que Casablanca (Omira et al., 2010), El Jadida (Omira et al., 2013), Asilah (El Moussaoui et al., 2017), Rabat-Salé (Atillah et al., 2011; Renou et al., 2011) et Tanger (Benchekroun et al., 2015), avec comme scénario de référence le tsunami de 1755 CE. Ce dernier est bien documenté du point de vue historique, et renvoi à un événement catastrophique pour le pays, capable d'interpeller les décideurs vis-à-vis du risque lié à cet aléa. Ces simulations sont basées sur le modèle COMCOT-Lx (Cornnell Multi-grid Coupled Tsunami Model) (Liu et al., 1995). Il permet de modéliser (i) la génération des vagues de tsunami suite à une déformation du fond marin par un séisme, (ii) la propagation et l'amplification des vagues, et (iii) l'inondation de la zone côtière. Le code du programme a été modifié par une équipe de l'Université de Lisbonne dans le cadre des projets européens TRANSFER et NEEAREST (Omira et al., 2010).

À travers des modélisations régionales, Leone et al. (2012) ont estimé des temps d'arrivées entre 51 min (Rabat) et 66 min (Ceuta) pour des ondes de tsunami générées depuis la faille de Horseshoe. Le zonage d'inondation sur la côte marocaine montre une distance de pénétration maximale au niveau des rivières et des zones lagunaires, avec une valeur maximale de 6 km dans la lagune de Moulay Bousselhame (Leone et al., 2012). Les villes les plus exposées sont Casablanca, El Jadida, Assilah, Rabat et Salé. La hauteur d'eau maximale d'inondation correspond à 14,4 m dans le boulevard de la corniche à Anfa (Casablanca) (Leone et al., 2012).

Les simulations réalisées à l'échelle locale (ville), avec une meilleure résolution spatiale, ont permis de reproduire les vitesses et les distances des inondations, et ont permis de comprendre

les processus d'endommagement des infrastructures et la distribution des zones concentrant le plus de victimes sur la côte (Leone et al., 2012). A Casablanca, Omira et al. (2010) estiment que le run-up des vagues varie entre 1 et 15 m, et la distance maximale de pénétration des vagues est de 1,5 km. L'étude estime également qu'environ 50 % des bâtiments situés dans la zone d'inondation sont incapable de résister à l'impact du tsunami. Suivant la même approche dans la ville d'Asilah, Moussaoui et al. (2017) estiment que 41.6 % des bâtiments situés dans la zone d'inondation sont hautement vulnérables aux vagues de tsunami (Figure II.8).

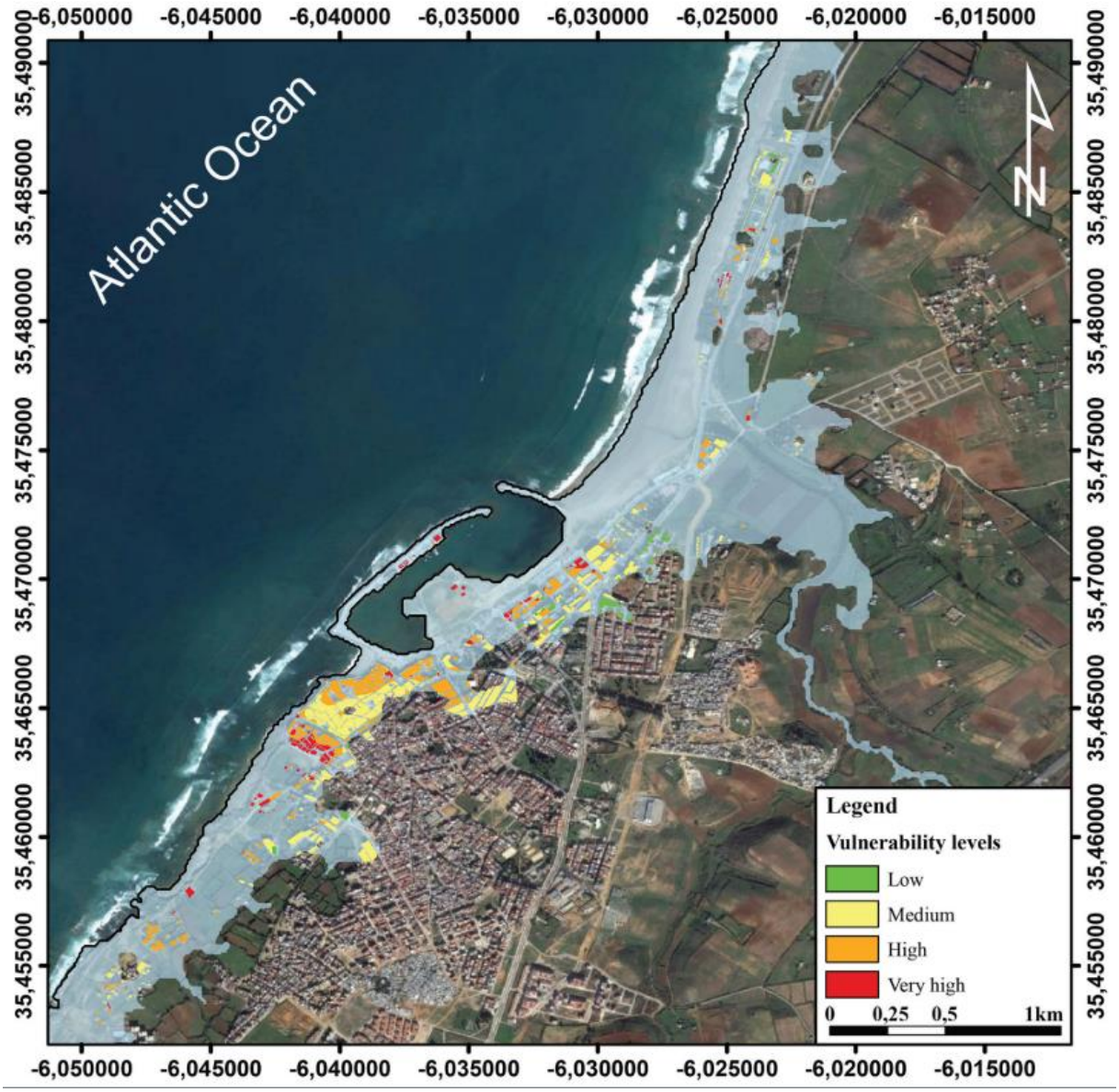


Figure II.8 - Simulation inondation de la ville d'Asilah pour des vagues de tsunami, et degré de vulnérabilité des constructions dans cette zone (El Moussaoui et al., 2017).

Omira et al. (2013) ont modélisé l'impact du tsunami de 1755 CE sur la ville d'El Jadida, avec et sans structures de défense. Ces auteurs ont montré que l'impact du tsunami est important sur la ville, malgré les structures de protection déjà mises en place (brise-lames, mur de la Médina).

Ceci s'explique par (i) l'effet de shoaling qui est due au large plateau continental dans la zone, (ii) la topographie basse de la ville, ce qui permet aux vagues de pénétrer plus à l'intérieur des terres, (iii) la mauvaise conception des barrières maritimes et l'absence de structures de défense côtière pouvant ralentir l'inondation, et (vi) la forme des rues, perpendiculaires à la côte, qui facilite la pénétration des eaux marines à l'intérieur de la ville.

L'ensemble des auteurs s'accordent sur l'insuffisance des données historiques concernant l'événement de 1755 CE sur les côtes marocaines. Leone et al. (2012) soulignent que la confrontation des résultats de modélisation avec les données historiques est nécessaire pour valider les scénarios adoptés. Certaines valeurs de run-up citées dans les archives historiques sont peu fiables. À El Jadida, Soyris (1755) rapporte des hauteurs de vague de 75 pieds (24,36 m) durant le tsunami de 1755, tandis que les simulations indiquent des valeurs de 6 m (Leone et al., 2012).

II.5 Contribution des archives geologiques dans l'etude du risque liee aux submersions marines

Les registres de tempêtes et de tsunamis au Maroc reposent principalement sur des données historiques. Ces derniers couvrent une échelle de temps relativement courte, et non suffisante pour avoir une estimation correcte de la période de retour de ces événements, et du vrai risque qu'ils représentent pour la population. De nombreux auteurs s'accordent sur la nécessité d'étudier les archives géologiques côtières marocaines pour combler ce manque d'informations, car ils peuvent dévoiler l'existence d'événements non renseignés par les archives historiques (Kaabouben et al., 2009; Mhammdi et al., 2020).

Malgré la richesse des travaux sur le Quaternaire côtier marocain, peu d'études ont été consacrées aux dépôts de tempête et de tsunami. Gigout (1957) avait mentionné dans ces travaux la présence de quelques blocs rocheux sur le littoral de Rabat-Skhirate. Le premier vrai travail sur un dépôt sédimentaire de haute énergie marine a été celui de Mhammdi et al. (2008), avec un objectif de réexaminer les blocs mentionnés par Gigout (1957), et d'évaluer leurs relations potentielles avec le tsunami de Lisbonne de 1755 CE. D'autres études viendront après, notamment celles de Medina et al. (2011), Mellas (2012), Raji et al. (2015) et El Talibi et al. (2016). Cependant, le nombre d'études reste très faible comparé aux côtes espagnoles et portugaises, qui sont confrontées pratiquement aux mêmes aléas côtiers.

Cette partie est une synthèse des travaux réalisés jusqu'à présent sur les côtes marocaines, afin de répertorier l'ensemble des sites contenant des dépôts de haute énergie marine (Figure II.9 ;Tableau II.3).

Figure II.9 - Position géographique des dépôts de submersion marine sur la côte Atlantique et Méditerranéenne du Maroc.

II.5.1 Façade Atlantique

II.5.1.1 Zone littorale de Safi

À environ 12 km au sud de la ville de Safi, Theilen-Willige et al. (2013) ont signalé la présence de quelques blocs de boulders. Ces derniers sont localisés sur la plateforme intertidale, avec un arrangement sous forme d'arc courbé vers l'océan, ou bien adossé directement sur les falaises présentes dans ce secteur. D'autres blocs ont été observés dans des positions renversées ou dressées avec des traces de strie à la surface comme preuve de leurs déplacements par les vagues. Selon ces auteurs, le poids de certains blocs dépasse les 1 000 tonnes.

II.5.1.2 Lagunes de Oualidia et de Sidi Moussa

Sur le tronçon littoral entre la ville de Safi et El Jadida, deux dépôts de washover, ainsi que des blocs de boulders ont été répertoriés par Leorri et al. (2010) et Mellas (2012) dans la lagune de Oualidia et de Sidi Moussa. Le dépôt de washover dans la lagune de Oualidia est situé à environ 900 m au Nord de la passe principale (Figure II.10). Il fait environ 200 m de largeur sur 120-130 m de longueur. Deux carottes et un tranché ont été effectués par Mellas (2012) dans le washover afin de le caractériser en profondeur. Les analyses sédimentologiques et micropaléontologiques de ces archives ont montré que ce dépôt de washover est constitué de sables grossiers bien triés, carbonatés, et sans matière organique, ainsi que quelques

foraminifères benthiques marins (*C. lobatulus, A. Beccarii, et E. Crispum*). Ce dépôt repose en discontinuité sur des sédiments fins lagunaires autochtones. Un deuxième dépôt sableux a été signalé par Mellas (2012) sur la rive Est de la lagune sans préciser sa position exacte. Du point de vue chronologique, aucune datation n'a été réalisée sur ce dépôt de washover. Cependant un âge ^{14}C équivalent à 2275 ± 35 BP a été déclaré par Mellas (2012) pour le dépôt situé à l'Est. Selon le même auteur, ce dépôt serait la trace sédimentaire d'un tsunami d'âge romain (216-218 BC), rapporté par Luque et al. (2002) et Silva et al. (2005) sur la côte atlantique ibérique.

Figure II.10 - Images satellitaires du washover de la lagune d'Oualidia (Google Earth).

Le washover de Sidi Moussa est situé à environ 1 km au Nord de la passe principale. Il mesure 150 m de longueur sur 130 m de largeur (Mellas, 2012 ; Figure II.11). Ce dépôt a été également étudié en profondeur à travers des carottages. Les résultats sédimentologiques et micropaléontologiques montrent la présence d'une succession de niveaux sableux grossiers d'une épaisseur variable (10 à 110 cm) et très coquillers. Ces dépôts reposent sur des sédiments vaseux lagunaires de type slikke. Selon Mellas (2012), ces dépôts seraient le résultat de plusieurs vagues de haute énergie marine (tsunamis ou tempêtes). On retrouve à la surface du washover plusieurs boulders isolés ou en amas (environ 20 blocs), distribués parallèlement à la ligne de côte et caractérisés par leurs formes allongées avec un axe principal de 0,65-3,5 m (axe A). Le volume important de ces blocs (entre 0,23 et 9,0 m^3) suggère une mise en place par un événement de haute énergie. Pas de renseignement chronologique sur l'âge de ces dépôts.

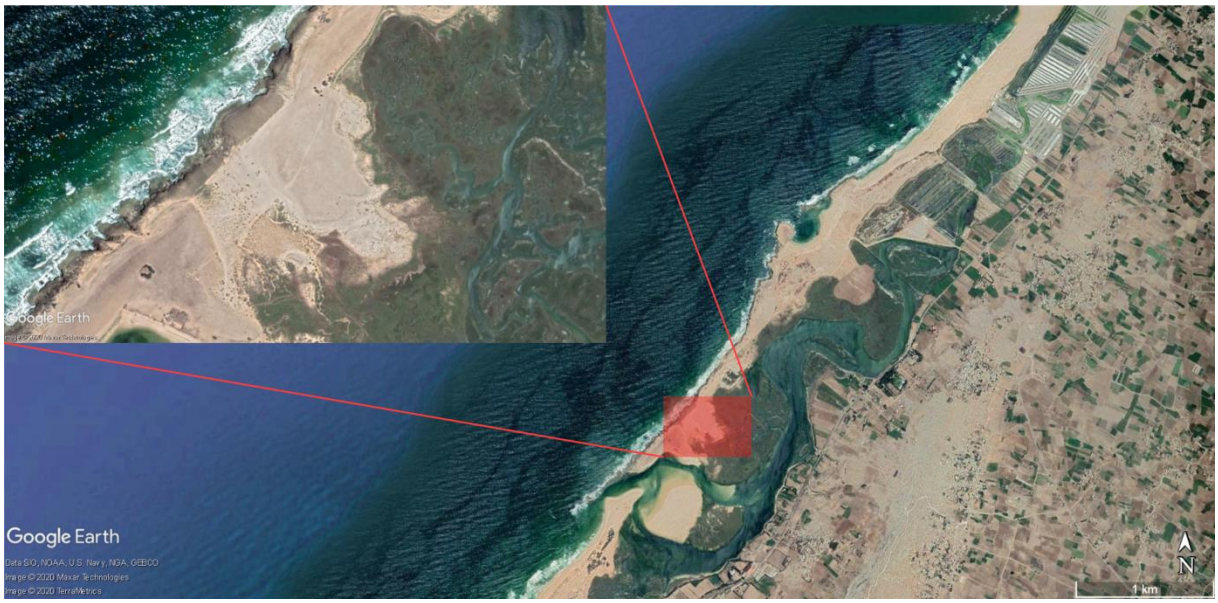


Figure II.11 - Images satellitaires du Washover de la lagune de Sidi-Moussa (Google Earth).

II.5.1.3 Littoral de Rabat-Skhirate

Sur le littoral de Rabat-Skhirate, deux types de dépôts de hautes énergies ont été mis en évidence : des boulders et des dépôts dunaires fins. L'étude de Mhammdi et al. (2008) avait pour objectif de rétudier de manière qualitative les blocs identifiés par Gigout (1959). Au total, quatre sites ont été étudiés, à savoir la plage de Harhoura, de Témara, du Val d'or et le sud de la plage de Skhirat (Figure II.12). D'après ces auteurs, les boulders se sont détachés de la falaise active lors d'un événement (ou plusieurs événements) marin(s) de haute-énergie, puis transportés sur des distances variables, de quelques mètres à 300 m. La forme de ces boulders est généralement plate, avec une longueur maximale (Axe A) de 9,8 m à Val d'Or. Le poids de ces structures est estimé entre 4 et 100 tonnes. On les retrouve sous forme de bloc unique, de train de blocs imbriqués ou sous forme d'agglomérat chaotique. L'étude de Medina et al. (2011) apporte davantage de résultats, surtout sur le volet quantitatif. Cette étude s'est focalisée sur les sites de Val d'Or, de Harhoura et de la Cité Yacoub El Mansour. La direction d'inclinaison et d'imbrication des boulders dans le secteur de Rabat est variable (N, NW et W). La distance de déplacement de ces boulders sur la côte de Rabat atteint les 150 m. Les équations hydrodynamiques indiquent que pour déplacer ces boulders, il est nécessaire d'avoir des vagues avec une amplitude de 5 à 11 m, qu'on peut rencontrer dans des événements de tsunamis (Medina et al., 2011).

Figure II.12 - Blocs de boulders observés sur le littoral Rabat-Skhirat (Brill, 2019).

Un autre travail réalisé par Chahid et al. (2016) a permis de mettre en évidence d'autres dépôt de haute énergie dans le secteur de Rabat-Skhirat. Ces auteurs ont étudié deux coupes stratigraphiques dégagées dans deux formations dunaires Holocène localisées à Harhoura et Skhirate. La coupe de Harhoura est positionnée à 20 m de la ligne de rivage et mesure environ 2 m d'épaisseur. Elle est constituée d'une succession de dépôts sableux massifs, composés de sables mal classés et coquilliers, similaires au sable présent sur la plage actuelle. Ces niveaux interprétés par les auteurs comme des niveaux de hautes énergies, sont séparés par des horizons de sols jeunes riches en gastéropodes et en coquilles marines (Chahid et al., 2016). Cette coupe se caractérise aussi par la présence de plusieurs amas de blocs encastrés, ce qui renforce l'aspect événementiel des dépôts qui forment cette coupe. Les datations ^{14}C, réalisées sur cette coupe, situent ces dépôts de hautes énergies entre 9900 et 2200 cal BP (Chahid et al., 2016). La deuxième coupe est localisée à Skhirate, au Nord de l'embouchure de l'oued Cherrat. Les auteurs décrivent un deuxième cordon dunaire formé par une succession de calcarénites peu consolidées, mises en place par des d'événements marins de hautes énergies. La structure sédimentaire et la texture de ces niveaux sableux (litages, figures de charge, lits de coquilles et galets) sont tous des indicateurs d'une origine liée au déferlement d'une houle avec dépôt de washover (Chahid et al., 2016). L'édification du cordon dunaire a été estimée entre 4000 et 8000 Cal., BP grâce aux datations ^{14}C (Chahid et al., 2016). Les auteurs signalent que cette formation dunaire repose sur deux autres formations consolidées plus anciennes (paléosol et grés de plage). La présence de blocs de calcarénite cimentée à leurs surfaces est un indicateur d'un dépôt événementiel de haute énergie (Chahid et al., 2016).

À travers une comparaison d'images Google Earth, acquisses avant et après la tempête de 2014 sur le cordon dunaire de Skhirate, nous pouvons constater la formation d'un washover dans ce

secteur (Figure II.13). Les traces de ce washover ont disparu quelques mois après à cause des activités agricoles.

Figure II.13 - Comparaison entre deux images satellitaires prisent sur le littoral de Rabat-Skhirate avant (14 décembre 2013) et après la tempête de janvier 2014 (7 février 2014).

II.5.1.4 Estuaire du Loukkos (Larache)

L'estuaire de l'oued Loukkos a fait l'objet de plusieurs missions de carottage, notamment en 2004 durant la mission de CARLA (Mhammdi et al., 2015). Des analyses granulométriques, de susceptibilité magnétique et de teneur en carbone ont été réalisées par Mhammdi et al. (2015) sur une des carottes collectées durant cette mission (CARLA-11). Ils montrent la présence d'un niveau sableux riche en coquilles marines piégées dans des sédiments fins estuariens. Vu la distance qui sépare la carotte de la ligne de rivage (6 km), ces auteurs attribuent ce dépôt à un événement de tsunami, avec un âge estimé entre 3000 et 5000 BP. Cet âge a été donné en se basant sur des datations réalisées par Carmona et Ruiz (2009) sur des terrasses fluviales avoisinant l'archive CARLA-11.

Toujours dans le même secteur, des dépôts de boulders ont été mis en évidence par Medina et al. (2011). Ces boulders sont de petites tailles comparées à ceux de Rabat-Skhirat, avec un volume et un poids maximal respectif d'environ 10,7 m^3 et 23,5 tonnes. Ces blocs sont en majorité adossés à la falaise en position imbriquée.

II.5.1.5 Zone littorale entre Asilah-Cap Spartel

Au niveau de l'estuaire de Tahaddart, El Talibi et al. (2016) ont identifié des traces morphologiques et sédimentaires d'un ancien événement de submersion marine sur des dunes côtières d'âge pléistocène. Selon ces auteurs, la forte turbulence des vagues durant la submersion, a provoqué une érosion des sédiments à la surface de ces dunes, et provoqué un remplissage des espaces interdunaires. En se basant sur des analyses AMS combinées à des mesures de granulométrie, ces auteurs ont tenté de reconstituer la direction des vagues associées à l'événement. Les résultats ont montré deux directions principales : N91°-171° et N280°-325°, ce qui correspond respectivement, selon ces auteurs, à la direction des vagues entrantes et

sortantes. En prenant en considération les différentes sources possibles de tsunamis, ces directions de vagues pourraient très bien correspondre à celle du tsunami de Lisbonne en 1755 CE. La hauteur des vagues est estimée entre 6 et 8 m pour cet événement. Pas de renseignement chronologique sur l'âge de ces dépôts.

Figure II.14 - Vue aérienne de la lagune de Boukhalef (Google Earth).

Le tronçon littoral entre la centrale thermique de Tahaddart et cap Spartel a été prospecté par Genet (2011), puis par El Talibi et al. (2016). Ce tronçon est caractérisé par la présence de quelques étangs et marais. Leurs richesses en sédiments fins et leurs positions derrière un cordon dunaire peu élevé, permettent de les considérer comme des zones favorables à l'enregistrement sédimentaire des événements de submersion. Genet (2011) a réalisé des carottages manuels et des tranchées dans la lagune de Boukhalef et dans la périphérie du marais de Houara (Figure II.14). Le premier site n'a pas montré de résultats satisfaisants. Les carottes prélevées étaient peu profondes (2 m au maximum) et complètement dominées par des vases, sans aucune variation lithologique (Genet, 2011). Cependant au niveau du deuxième site (Houara), des tranchées dégagées par un chantier, ont dévoilé des niveaux sableux intercalés dans la stratigraphie locale et reposant en discontinuité sur un paléosol. La présence de rip-up

clast et de quelques passées argileuses (mud-draps), associée à des bioclasts d'origine marine, sont tous des indicateurs d'un dépôt de haute énergie marine (Genet, 2011).

El Talibi (2016) a investiguée également l'embouchure de la rivière Boukadou, située au nord du Tahaddart. L'étude a porté sur trois tranchées, de 20 à 30 cm de longueur, orientées suivant un transect crosshore. Un niveau sableux est identifié sur l'ensemble des trois tranchées, et repose en discontinuité sur un paléosol. L'origine marine de ce niveau a été justifiée par sa richesse en bioclasts marins (foraminifères et mollusques), et par sa granulométrie, qui est similaire aux sédiments de plage actuels. De plus, ce dépôt devient moins épais en s'éloignant de la côte, ce qui traduit une diminution progressive de l'énergie des vagues qui ont déposé ce dernier (El Talibi, 2016). Aucune donnée chronologique n'a été renseignée pour ces deux dépôts. Néanmoins, les auteurs s'accordent sur l'événement de 1755 CE comme source potentielle de ces dépôts de haute énergie.

II.5.2 Détroit de Gibraltar

II.5.2.1 Marais maritime de Tanger

Le marais maritime de Tanger fait partie des zones prospectées par Genet (2011). Il s'agit d'une petite plaine alluviale côtière d'environ 1 km de longueur sur 300 m de largeur, parcouru par un cours d'eau appelé l'Oued Mlaleh. Cinq carottes, avec une longueur de 1 à 3 mètres, ont été prélevées à l'intérieur de la plaine selon un transect cross-shore (Figure II.15). Ces archives dévoilent la présence de quelques niveaux de sable marins intercalés dans la stratigraphie fine du milieu. Genet (2011) pense qu'il s'agit de dépôts mis en place par des événements extrêmes marins.

Figure II.15 - Image satellite du marais maritime de Tanger, zone de prospection et de carottage réalisés par Genet (2011) et Mellas (2012) (Google Earth).

II.5.3 Façade méditerranéenne

II.5.3.1 Lagune de Nador

La seule étude sur la façade méditerranéenne est celle de Raji (2014), réalisée dans la lagune de Nador. Au cours de cette étude, des carottes sédimentaires ont été collectées à l'intérieur de la lagune suivant des transects long-shore et cross-shore. L'analyse géochimique et sédimentologique de l'archive MC45 a montré la présence de trois niveaux sableux, d'origine côtière, intercalés dans la stratigraphie fine lagunaire (Figure II.16). Les données chronologiques (^{14}C, $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs) placent ces trois événements sur les derniers 500 ans. En se basant sur des archives historiques locales et régionales, Raji (2014) associent ces dépôts à la tempête de 1889 CE et aux deux tsunamis de 1790 CE et 1522 CE.

En terme de bonnes pratiques, le travail de Raji (2014) reste un bon exemple à suivre dans l'étude des dépôts de submersion marine sur les côtes marocaines. L'approche multiproxy augmente les chances d'identification de ces types de dépôts dans les environnements côtiers de faible énergie. L'utilisation de différents radio-isotopes (^{137}Cs, $^{210}Pb_{ex}$ et ^{14}C) permet d'affiner l'âge des dépôts de submersion. D'autre part, l'approche croisée entre l'étude d'archives sédimentaires et l'étude de profils sismiques a permis d'évaluer l'extension maximale des évènements de submersion les plus intenses sur l'ensemble de la lagune (Raji et al., 2018).

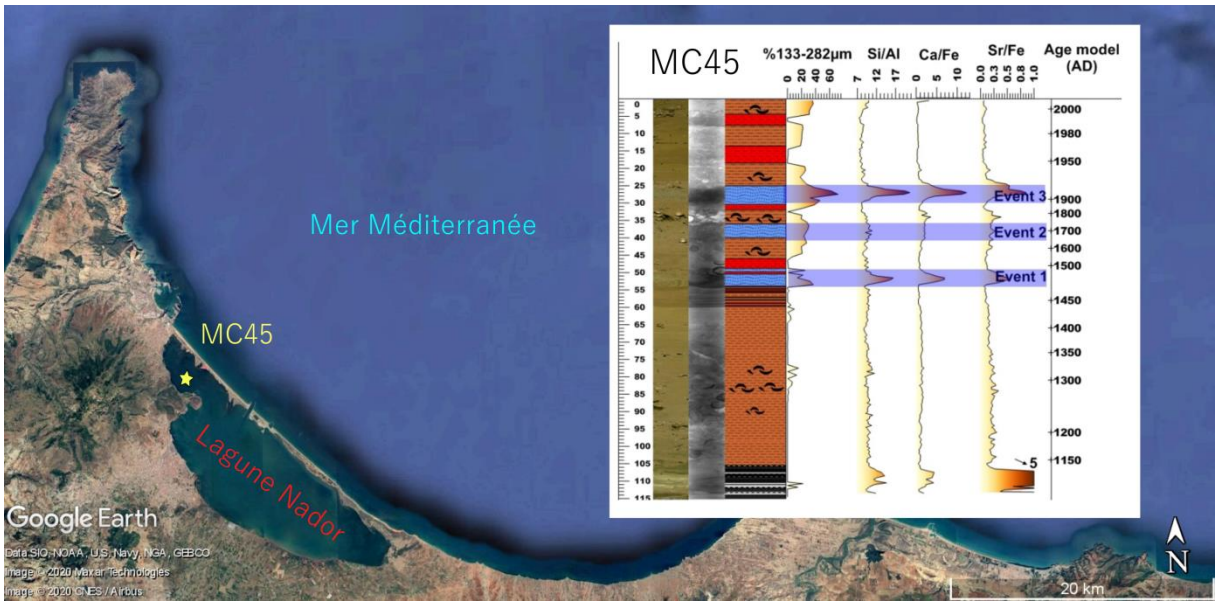


Figure II.16 - Carotte MC45 prélevée dans la lagune de Nador montrant des niveaux sédimentaires, déposés par des vagues extrêmes (Raji et al., 2015).

Tableau II.3 - Tableau récapitulatif des paléo-dépôts de submersion marine identifiés sur les côtes Marocaines.

Façade	Site	Latitude/longitude	Type de dépôt	Proxy appliquée	Référence
Façade Méditerranéenne	Lagune de Nador	35° 09′ 36″ N ; 2° 50′ 24″ O	Sédiments fins	Géochimie (XRF core Scanner) Granulométrie laser Radiographie X Chronologie (^{14}C, $^{210}Pb_{ex}$, ^{137}Cs) Micropaléontologie Étude des minéraux argileux Géophysique (sismique haute résolution)	(Raji, 2014) (Raji et al., 2015)
Détroit Gibraltar	Marais maritime Tanger	35°46'42.55" N 5°46'5.57" O	Sédiments fins	Granulométrie Morphoscopie	(Genet, 2011)
Façade Atlantique	Asilah-Cap Spartel	Briech 35°34'15.22" N 5°59'9.94" O	Sédiments fins	Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) Granulométrie Analyse micropaléontologique	(El Talibi et al., 2016)
		Ain Ghemooute 35°42'21.54"N 5°57'6.00"O	Sédiments fins	Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) Granulométrie Analyse micropaléontologique	(El Talibi, 2016)
		Houara 35°39'52.04"N 5°58'5.74"O	Sédiments fins	Granulométrie Morphoscopie	(Genet, 2011)
		Lagune de Boukhalef	Sédiments fins	Granulométrie Morphoscopie	(Genet, 2011)

		35°43'24.01"N 5°56'25.24"O			
	Larache	Estuaire Loukkous 35°10'37.62"N 6° 5'47.87"O	Sédiments fins	Teneur en Carbonate Granulométrie Susceptibilité magnétique (MS)	(Mhammdi et al., 2015)
		Littoral 35° 5'50.00"N 6°12'33.00"O	Boulders		(Medina et al., 2011)
	Rabat-Skhirat	Val d'or 33°54'25.24"N 6°59'30.95"O	Boulders		(Mhammdi et al., 2008) (Medina et al., 2011) (Chiguer and Medina, 2019)
		Harhoura 1 33°56'53.00"N 6°56'5.00"O	Boulders		
		Cité yacoub el Mansour 34° 0'3.81"N 6°52'34.50"O	Boulders		
		Temara 33°55'37.77"N 6°57'42.94"O	Boulders		
		Harhoura 2 33°57'35.244" N -6°55'10.776"O	Sédiments fins + boulders	Granulométrie AMS ^{14}C	(Chahid et al., 2016)

		Skhirate 35°8'15.9" N -5°39'44.82" O	Sédiments fins + boulders	Granulométrie AMS 14C	
	Lagune de Oualidia	32°45'1.14"N 9° 1'33.02"O	Sédiments fins	Granulométrie Matière organique Calcimétrie	(Mellas, 2012) (Leorri et al., 2010) (Lopes et al., 2010)
	Lagune de Sidi Moussa	32°59'3.15"N 8°44'59.84"O	Boulders + sédiments fins	Granulométrie Matière organique Calcimétrie	(Mellas, 2012)
	Safi	32°11'18.77"N 9°15'30.70"O	Boulders		(Theilen-Willige et al., 2013)

II.6 CONCLUSION

Le Maroc concentre une grande partie de son économie sur sa côte atlantique. Plusieurs secteurs socio-économiques ont choisi de s'installer dans cet espace, tels que les ports, les zones industrielles et les complexes touristiques. Le nombre d'habitants, qui occupent l'espace côtier, a augmenté durant les dernières décennies, avec une forte concentration sur l'axe côtier de Kenitra-Safi. Ces enjeux démographiques et économiques devront faire face à de nombreux aléas côtiers dans le futur, dont la submersion marine.

Le contexte météo-climatique et géologique dans lequel se trouve le Maroc, favorise l'occurrence des événements de submersions marines. Les archives historiques indiquent que la majorité des ondes de tempêtes, qui ont touché la côte atlantique, ont été provoquées par des dépressions extratropicales, qui circulent entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Les tsunamis, quant à eux, sont causés principalement par des séismes sous-marins, générés en grande partie par la zone sismique des Açores-Gibraltar.

Les archives historiques marocaines sur les ondes de tempêtes et les tsunamis, sont peu nombreuses, ce qui ne permet pas d'évaluer de manière correcte le risque que représentent ces événements extrêmes. L'étude des événements de submersion suivant une approche géologique est une nouvelle pratique qui a commencé à se mettre en place au Maroc à partir de 2008. Les travaux réalisés jusqu'à présent ont permis d'identifier plusieurs sites côtiers contenant des traces sédimentaires d'événements de submersion. Malgré cela, le potentiel de ces sites reste peu exploité pour plusieurs raisons :

- Un très faible nombre de projets traitant de cette thématique malgré son importance pour le pays ;
- Une dominance des études sur les dépôts de surface, par rapport à celles en profondeur (par carottage), capables de couvrir une échelle temporelle plus importante ;
- L'approche multiproxy est peu utilisée. Des méthodes d'analyse, tels que la géochimie, la micropaléontologie (foraminifère, ostracode), l'ASM et la géophysique, sont peu (ou pas) utilisés dans ces travaux ; il y a une nécessité d'avoir une approche pluridisciplinaire et d'inclure des chercheurs d'horizons scientifiques différents dans les futurs projets de recherche, afin d'affiner les reconstitutions historiques ;

- La majorité des paléo-dépôts de submersion, identifié jusqu'à présent, manquent de données chronologiques, ce qui complique la reconnaissance des événements responsables de leurs mises en place. Par conséquent, la corrélation chronologique entre des archives sédimentaires situées sur un même site, ou dans des sites différents (à l'échelle locale ou régionale), devient également une tâche difficile à réaliser. Cette approche fine de la chronologie est la seule qui nous permettra de mettre en évidence ou non des récurrences temporelles.

Les conclusions obtenues à partir de ce chapitre ont orienté le choix de notre site d'étude et la stratégie du travail que nous avons adopté, cela sera présenté dans le chapitre suivant.

III. PRESENTATION DE L'ESTUAIRE DE TAHADDART ET DE LA STRATEGIE D'ETUDE.

III.1 INTRODUCTION

Ce chapitre est subdivisé en deux grandes parties. La première concerne la présentation du secteur d'étude, qui est l'estuaire de Tahaddart. Nous présenterons ses caractéristiques physiques, hydrodynamiques, géologiques et géomorphologiques, avec un aperçu sur les sites archéologiques présents dans la zone.

La deuxième partie de ce chapitre concerne la stratégie d'étude. Nous présenterons les objectifs des missions de terrain, ainsi que les caractéristiques des prélèvements réalisées dans l'estuaire de Tahaddart et sur sa partie bassin-versant (sédiments de surface et carottes). Nous dévoilerons également le protocole suivi dans les analyses granulométriques, géochimiques, microfaunistiques (foraminifère benthique) et géochronologique (^{14}C, $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs).

III.2 PRESENTATION DE L'ESTUAIRE TAHADDART

III.2.1 Situation géographique

L'estuaire de Tahaddart est la plus grande zone humide de la péninsule tingitane (Figure III.1). Il est localisé au Nord de la côte atlantique marocaine, entre la ville de Tanger et Asilah (latitude : 35°34'N / longitude : 06°00'W). L'estuaire s'étend sur une superficie de 11 000 ha. Il est délimité au Nord par le Charf El Akab, au Sud par l'oued Gharifa, et s'étend sur 7 km à l'Est le long des deux vallées des oueds Mharhar et Hachef, jusqu'à inclure quelques lacs de barrage situés en amont. La zone est classée par le gouvernement marocain comme Site d'Intérêt Biologique et Ecologique (SIBE L11) depuis 1996. Il est aussi reconnu comme zone RAMSAR depuis 2005 sous le nom du « complexe du Bas Tahaddart ». Administrativement, la zone est rattachée à la préfecture de Tanger-Asilah, au sein de la région de Tanger-Tétouan-Al Hoceima.

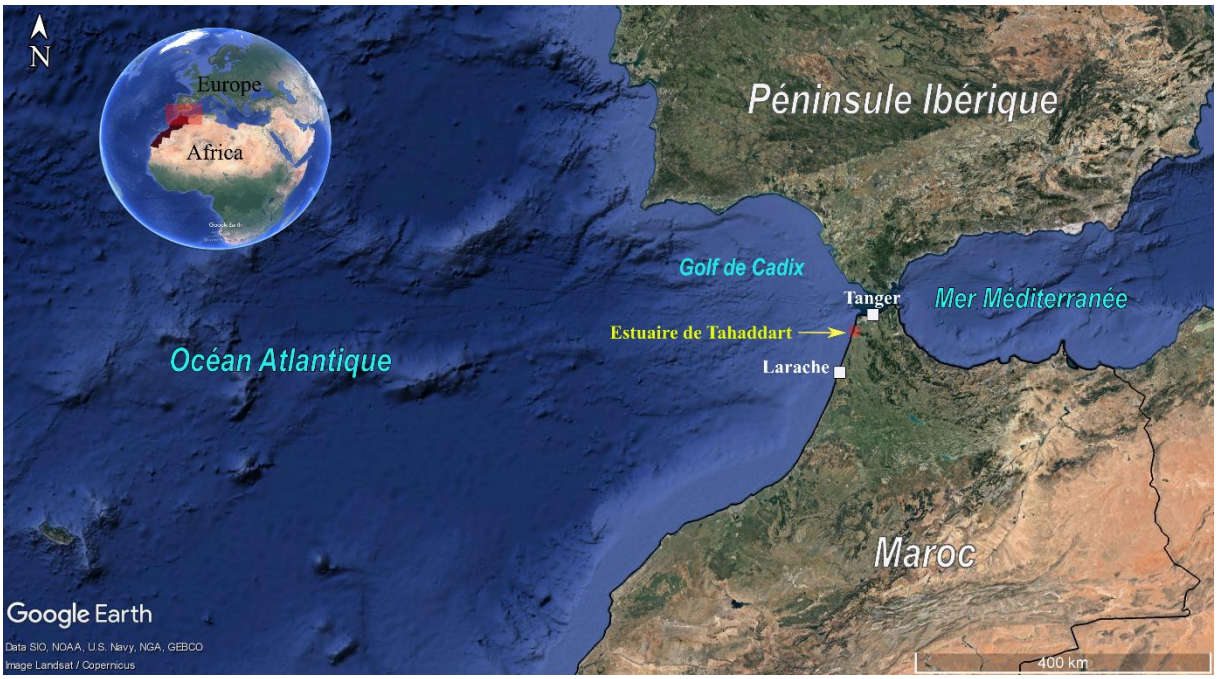


Figure III.1 - Situation géographique de l'estuaire de Tahaddart (Google Earth).

III.2.2 Cadre géologique et géomorphologique

L'estuaire de Tahaddart est situé dans la partie nord occidentale de la chaîne du Rif. L'arrière-pays repose sur deux ensembles structuraux de cette chaîne : le domaine des flychs et le domaine externe. Le premier est représenté par les nappes numidiennes, et le deuxième rassemble l'unité de Tanger, la nappe du Habt et le Prérif interne (Figure III.2; Durand-Delga and Kornprobst, 1985). Sur ces deux ensembles reposent des formations post-nappes allant du Tortonien au Quaternaire (Nachite et al., 2010).

Nappe du Habt : Cette nappe est formée par des terrains marneux ou marno-calcaires datés du Crétacé-Eocène. Ces derniers sont surmontés par des dépôts d'âge Oligocène moyen à Aquitanien, et formés par des argilites sombres et des turbidites gréseuses à lits marneux (Suter and Fiechter, 1966).

Unité de Tanger : cette structure, considérée comme para-autochtone, est datée du Cénomanien au Miocène inférieur (Durand-Delga et al., 1962; Wildi, 1983). Elle est divisée en unité externe et interne ; elle se compose de terrains marno-argileux à intercalations de calcaires en « boules jaunes » (Durand-Delga and Kornprobst, 1985).

Prérif interne : Les dépôts du Prérif interne sont composés d'alternance de marnes à lits turbidites gréseuses et de bancs rocheux de turbidites gréseuses à inter-lits marneux (Durand-Delga and Kornprobst, 1985).

Nappe des flyschs numidiens : Ce sont des nappes allochtones d'âge Crétacé-Miocène inférieur (Durand-Delga et al., 1962; Wildi, 1983). Le faciès dominant est une alternance de grès numidien et de pélites (Aquitanien) (Taaouati, 2012).

Néogène : les formations post-nappes du Néogène affleurent dans la région d'Asilah et dans le bassin de Charf el Akab au Nord (Medioni and Wernli, 1978; Nachite, 1993). À Asilah, le néogène est composé de sables et d'argiles jaunâtres d'âge pliocène inférieur (Nachite, 1993). Ces derniers sont transgressifs sur la nappe de Habt ou l'unité de Tanger. Au Nord, à Charf el Akab, les dépôts néogènes sont creusés cette fois-ci dans l'unité de Tanger. Ils sont constitués de biocalcarinites passant latéralement vers des marnes bleues d'âge Tortonien supérieur et des sables quartzeux d'âge Pliocène inférieur (Medioni and Wernli, 1978). Le Pliocène supérieur est présent le long de la route de Cap Spartel, au niveau d'une petite falaise de 4 mètres de hauteur (Nachite and Bekkali, 2010). Ce dernier est constitué de marnes sableuses jaunes à bancs gréseux (Feinberg and Lorenz, 1970; Durand-Delga and Kornprobst, 1985).

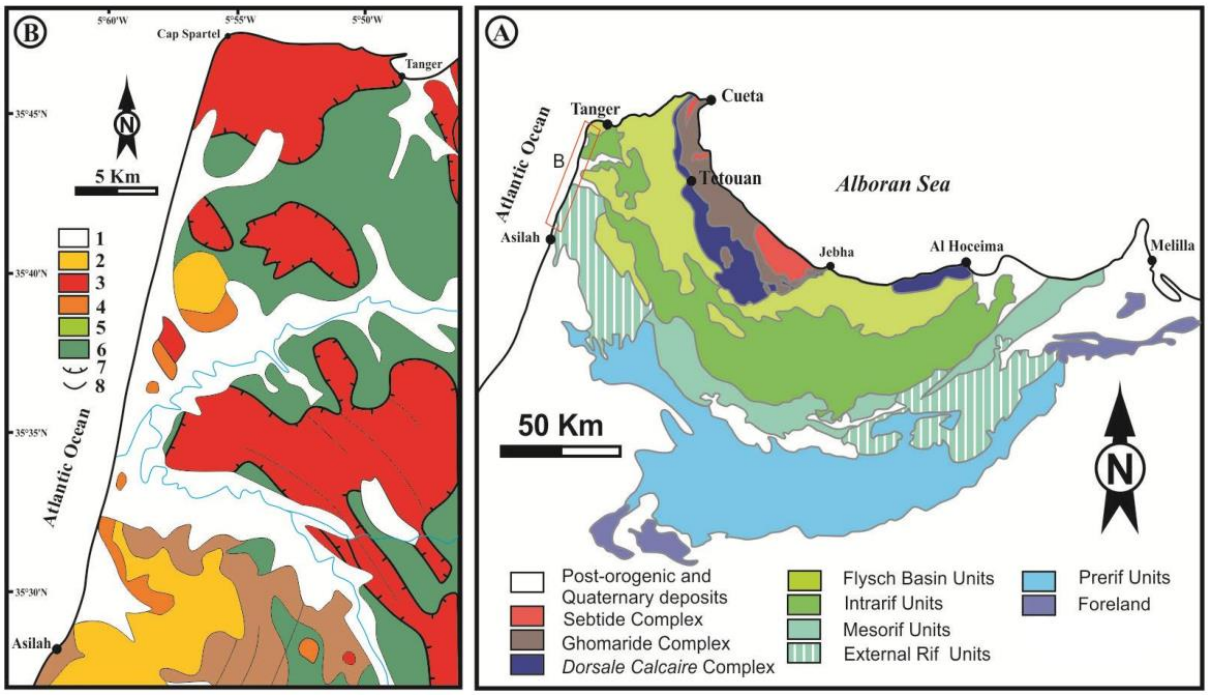


Figure III.2 - A : dessin montrant les principales formations géologiques de la chaîne du Rif (d'après Suter, 1980 dans El Talibi, 2016). B : dessin montrant les principales formations géologiques de la péninsule de Tanger (El Talibi, 2016). 1 : Dépôt quaternaire. 2 : Néogène. 3 : Flysch Numidien. 4 : Prérif interne. 5 : Unité de Tanger. 6 : Nappe de Habt. 7 : Faille normale. 8 : Faille.

Le Quaternaire : Le Quaternaire marin affleure de manière discontinue le long de la côte entre Asilah et Cap-Spartel. Il est représenté par des dunes, des terrasses marines et des glacis d'abrasion (Durand-Delga and Kornprobst, 1985). Le Quaternaire ancien est constitué de niveaux gréseux lumachéliques assez bien cimentés. Il s'étend depuis la grotte d'Hercule

jusqu'à la plage de Cap Spartel, et représente l'affleurement quaternaire le plus important dans la région (Nachite and Bekkali, 2010). Le Quaternaire moyen affleure également de manière discontinue dans le même secteur ; il est formé par des calcaires biodétritiques et des grès fins à ciment calcaire d'âge Ouljien (Durand-Delga and Kornprobst, 1985). Le Quaternaire récent est formé par des dunes vives ou consolidées de sable (Durand-Delga and Kornprobst, 1985).

Du point de vue géomorphologique, l'estuaire de Tahaddart est une plaine alluviale, séparée de l'océan atlantique par un cordon dunaire rectiligne peu élevé (<7 m). Ce cordon est orienté NNE-SSW et en grande partie boisé. Il est surplombé par quelques collines basses isolées au niveau de Charf El Akab, Houara et du village de Briech. Ces collines sont recouvertes par une végétation forestière ou pré-forestière (Site RAMSAR). La zone côtière entre la rivière Tahaddart et la forêt de Charf el Akab a été récemment reboisée entre 1964 et 1966 (Ionesco and Stefanesco, 1967). L'ensemble (cordon + collines) assure la protection de l'arrière-pays contre l'action des vagues provenant de l'océan atlantique (Figure III.3). À l'intérieur de l'estuaire, on retrouve les trois zones caractéristiques des marais maritimes : (i) le chenal de marée principal qui est submergé en continu par les eaux marines. (ii) La zone de slikke qui correspond à l'espace de balancement des marées ; elle est traversée par des chenaux qui drainent les vasières durant le jusant ; on peut différencier la basse slikke avec une pente relativement accentuée (8 % à 12 %), et un talus noirâtre et luisant, de la haute slikke avec des pentes de 4 à 6 % en moyenne (Amharak, 2006). (iii) La zone de schorre qui occupe la partie la plus haute de la zone intertidale, où se développe une végétation dense et halophile (Figure III.3) ; cette zone est submergée uniquement lors des marées de vives eaux (Pascual et al., 2007; Taaouati et al., 2015). L'estuaire se caractérise aussi par la présence de quelques Merjas (étangs) et Dayas (marais) temporaires. Les plus connues sont celles d'Oulad Khalouf au Sud, Hwwara au Nord et Mlalah du bas Tahaddart au Nord-Est (Figure III.3)

Figure III.3 - Carte d'occupation du sol du complexe du bas de Tahaddart dessinée par N. Dakki (https://rsis.ramsar.org/fr/ris/1476?language=fr).

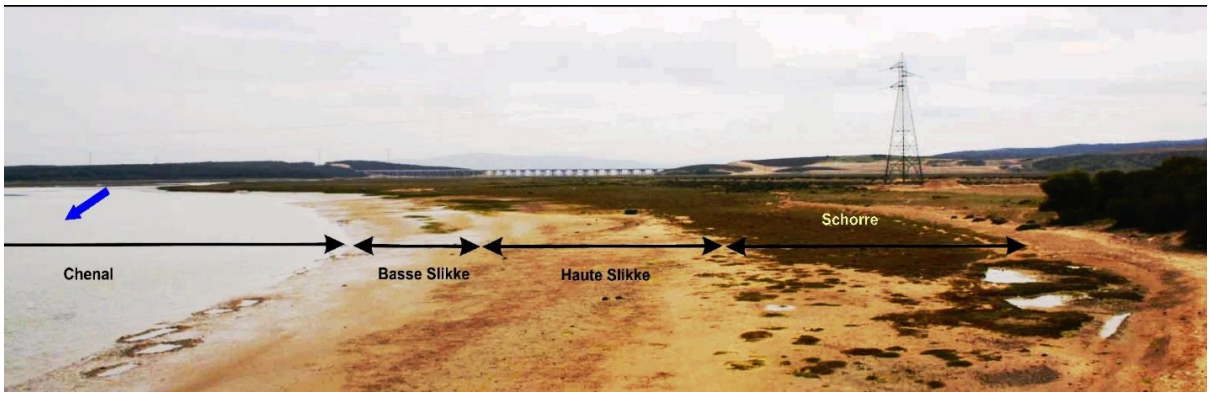


Figure III.4 - Unités morphologiques de l'estuaire de Tahaddart (Amharrak, 2006).

III.2.3 Paramètres météo-marins

III.2.3.1 Vent

La zone est confrontée à deux régimes de vent, provenant de l'Est et de l'Ouest. Les vents d'Est, appelés localement « Chergui », se manifestent en particulier durant le printemps et l'été lorsque l'anticyclone subtropical provenant du Sahara est subsident sur la Méditerranée. Ce sont des vents continentaux, chauds et très violents. Ils soufflent par rafales avec des vitesses qui peuvent atteindre les 50 km/h pendant 2 à 3 jours, plusieurs fois par mois (El Gharbaoui, 1981). Le deuxième champ de vent, est appelé localement « Gharbi », et provient du secteur ouest. Ce sont des vents maritimes, humides. Ils sont à l'origine de précipitations durant l'automne et l'hiver. Leur origine est expliquée par l'activité de l'anticyclone des Açores durant cette période de l'année. Les données de la plateforme « Puertos del Estado » (entre la période 1958-2020) montrent la même répartition des vents, avec des vents provenant de l'Est (continentaux) et de l'Ouest (maritimes ; Figure III.5). En termes de vitesse moyenne, les vents les plus violents sont ceux de l'Est avec des valeurs dépassant les 8 m/s.

III.2.3.2 Pluviométrie

La pluviométrie dans la péninsule tingitane est très irrégulière dans le temps et à caractère torrentiel. La moyenne pluviométrique annuelle est de 765 mm (Achab, 2011). Les ¾ de ces précipitations se concentrent pendant la période d'octobre-février avec un maximum en décembre, tandis que l'été (juin-septembre) est quasiment sec (Amharak, 2006).

III.2.3.3 Houle et marée

Il existe peu d'études sur le climat des houles le long de la côte atlantique marocaine (Mhammdi et al., 2020). En général, cette côte est soumise à des houles provenant du secteur SSW à NNW avec une prédominance du secteur W-NW (Charrouf, 1991). Les données issues de la plateforme « Puertos del Estado » au niveau du point SIMAR 5042004 montrent que le littoral

de Tahaddart reçoit la majorité de ses houles selon la direction Ouest-Nord-Ouest. Les hauteurs de vagues significatives varient entre 0,2 et 2 m, et leurs périodes entre 8 et 14 secondes (Figure III.5). Durant la période hivernale, la hauteur et la période des vagues dépassent respectivement les 4 m et 14 secondes. Il est nécessaire de signaler que les données de houle issues de la plateforme « Puertos del Estado » reposent sur des modèles numériques estimés sur la période 1958-2020, avec un pourcentage de certitude d'environ 98 %.

La marée dans le secteur d'étude est semi-diurne, méso-tidale avec un marnage entre 1 à 3 m (ONE, 2002). L'influence de la marée pénètre jusqu'à 13 km à l'intérieur de l'estuaire (Guelorget and Lefebvre, 1995).

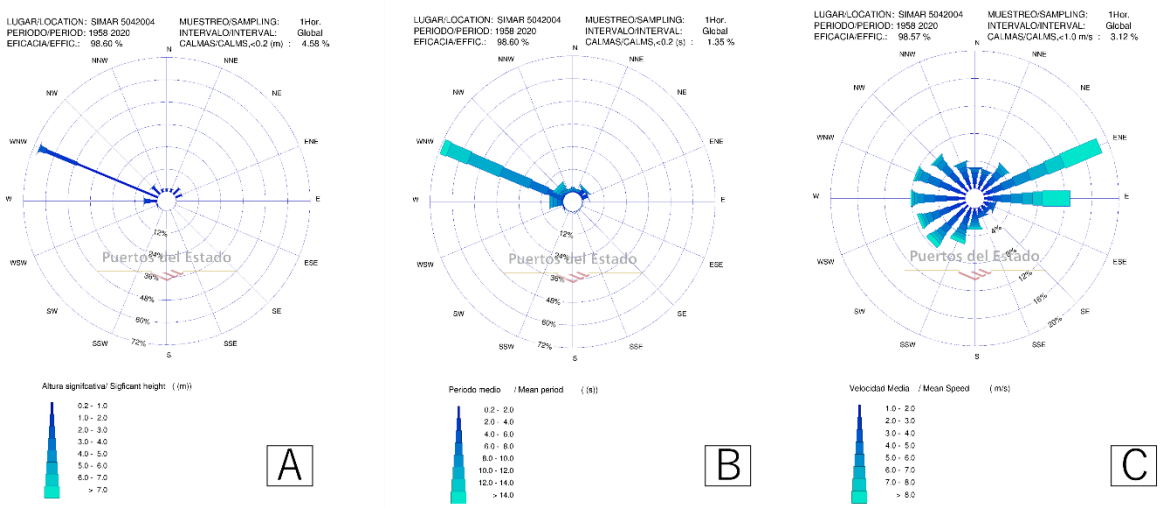


Figure III.5 - Rose des houles (A : hauteur ; B : période) et des vents (C) issue de la plateforme « Puertos del Estado », calculée sur la période 1958-2020. Données récoltées sur le point SIMAR 5042004.

III.2.3.4 Courants marins

Le plateau continental atlantique de la péninsule tingitane est fortement influencé par les échanges entre l'atlantique et la Méditerranée à travers le détroit de Gibraltar (Amharak, 2006). Les courants généraux océaniques sont représentés par le courant des Canaries, qui longe la côte atlantique marocaine avec une direction Nord-Sud. La vitesse de ce courant est de 0,25 à 0,75 m/s et peut localement atteindre 2 nœuds (≈ 1 m/s) sous l'effet de l'alizé de Nord Est (Taaouati, 2012). An niveau du golf de Cadix, ce courant forme un gyre orienté dans le sens anticyclonique (Cirac et al., 1989 dans Taaouati, 2012).

La côte atlantique marocaine est connue également par des remontées importantes d'eau profondes « upwelling », qui résultent de l'interaction entre le courant des Canaries et les vents d'alizés. Les eaux de surface sont poussées vers le large par les alizés et sont remplacées par

des eaux profondes, froides et riches en nutriments. La vitesse du déplacement vertical des masses d'eau est entre 0,001 et 0,1 cm/s (Boje and Tomczak, 1978).

III.2.4 Hydrologie du bassin versant

Le bassin-versant du Tahaddart totalise une superficie de 1 200 km^2, avec une altitude maximale de 941 m (au niveau de Jbel Sehâne). Il est subdivisé en deux sous-bassins séparés par la colline de Haouta Bern Mediar (Figure III.6) : i/ La partie nord du bassin est drainée par l'oued Mharhar avec une longueur de 65 km, sur lequel est construit le barrage Ibn Battouta (1997) et deux petits barrages collinaires (Boukhalef en 1989 et Saboun en 1991). (ii) La partie sud du bassin est drainée par l'oued Hachef avec une longueur de 58 km, sur lequel est construit le barrage du « 9 avril 1947 » en 1992. Ces deux cours d'eau se rejoignent à 4 km de la côte pour former le fleuve Tahaddart (Figure III.6).

Les cours d'eau ont un régime d'écoulement saisonnier et torrentiel, avec des débits soutenus en hiver, et des étiages extrêmement bas vers la fin de l'été (Karst, 1957). Le réseau de ruissellement de surface est dense et important, favorisé par l'abondance des précipitations et un terrain fortement accidenté et imperméable, dominé par des formations marno-argileuses (Tahiri et al., 2014). En termes d'apports terrigènes depuis le bassin-versant, environ 90 % de ces apports arrivent à l'estuaire en suspension tandis que 10 % sont transportés par charriage (Boughaba, 1992). Une valeur de 600 000 t/an a été estimée par Boughaba (1992) pour la rivière de Tahaddart et deux petits cours d'eau situés au Sud (Rharifa et Lehlou).

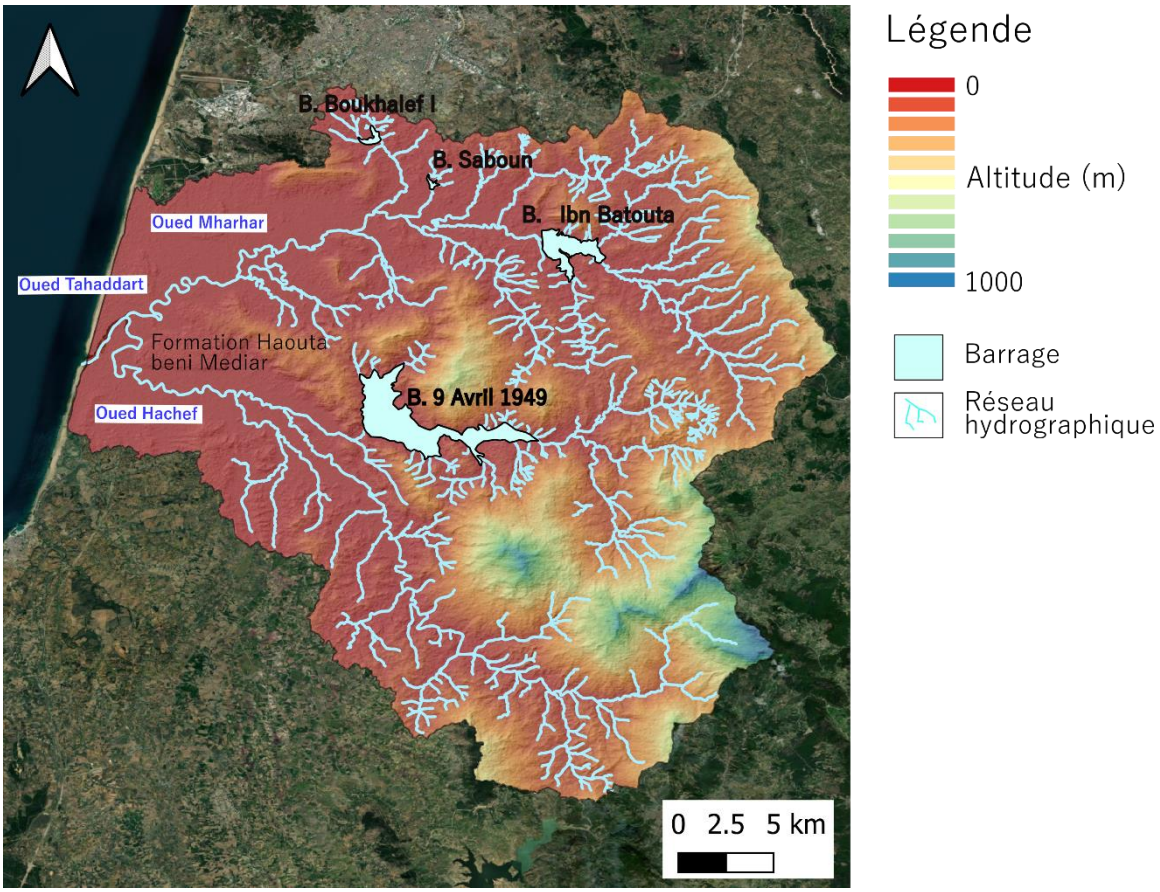


Figure III.6 - Image Google Earth montrant le relief du bassin-versant du Tahaddart, avec le réseau hydrographique et la position des barrages.

III.2.5 Évolution paleoenvironemenale

III.2.5.1 Remplissage sédimentaire au cours de l'Holocène

L'évolution Holocène de l'estuaire de Tahaddart est un sujet qui, à notre connaissance, n'a pas été traité jusqu'à présent. L'étude de Ouid Baba (1988) est la seule à avoir donné un aperçu très général sur le remplissage sédimentaire de l'estuaire durant la période Holocène. L'auteur a bénéficié de six carottes sédimentaires, de longueur comprise entre 29 et 38 mètres, fournies par l'entreprise chargée de l'installation du réseau d'antennes de la station radio « Voice Of America » (V.O.A) sur la plaine fluviale du Hachef. Pour des raisons techniques, Ouid Baba (1988) signale que seulement quelques échantillons ont été analysés dans chaque archive. Par exemple, sur la carotte C1, qui mesure environ 29 m, seulement six échantillons de sédiments ont été prélevés pour des analyses de granulométrie, de minéralogie et de géochimie. Ces prélèvements sont répartis inégalement sur la carotte.

Les archives étudiées par Ouid Baba (1988) montrent la même succession sédimentaire. Sur l'archive C1, l'auteur décrit de la base vers le sommet :

1. Une zone basale, en dessous de 20 m de profondeur, riche en produits détritiques et pélitiques, et qui correspond probablement au substratum de la séquence sédimentaire ;
2. Une zone médiane, positionnée entre 20 et 7 m de profondeur, caractérisée par une granulométrie sableuse et riche en bioblastes carbonatés. Ce changement de faciès décrit un changement dans les conditions de dépôt et un passage d'un milieu fluviatile, vers un milieu marin de haute énergie. Selon Ouid Baba (1988), cette partie pourrait correspondre à des sédiments déposés durant la dernière remontée du niveau marin ;
3. Une zone sommitale, au-dessus de 7 m, dominée par des sédiments fins (90 %), correspondant vraisemblablement à la zone de slikke et qui constitue la fin du comblement de l'estuaire.

Aucune donnée chronologique n'a été fournie par l'auteur pour positionner dans le temps ces phases sédimentaires. La résolution avec laquelle sont analysées ces archives, ne permet pas de reconstruire avec précision la paléogéographie de l'estuaire Tahaddart et les variations du niveau marin.

III.2.5.2 Données archéologiques

L'estuaire de Tahaddart est riche en vestiges archéologiques qui témoignent de la présence de plusieurs civilisations dans la zone, depuis la préhistoire jusqu'à la période islamique. Ces installations humaines ont certainement été impactées par l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire. De nombreuses missions archéologiques ont permis de localiser différents sites archéologiques au niveau des collines périphériques aux deux plaines fluviales du Mharhar et du Hachef, et le long du cordon dunaire séparant l'estuaire de Tahaddart de l'océan atlantique (Trakadas, 2015; Figure III.7).

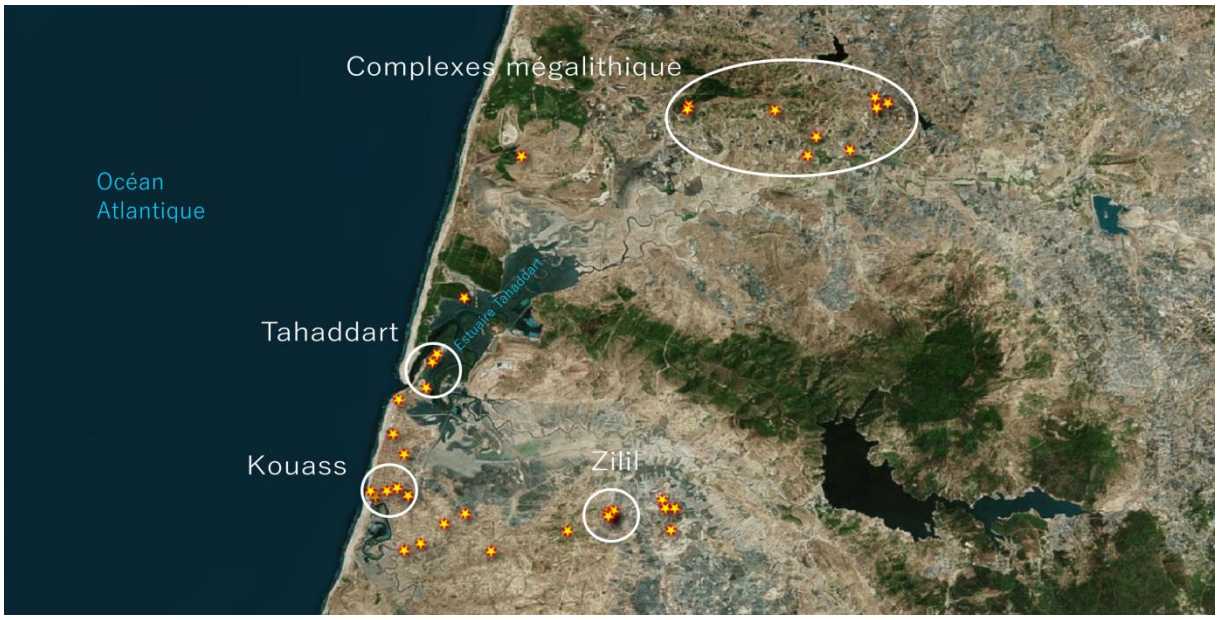


Figure III.7 - Position des sites archéologiques autour de l'estuaire de Tahaddart, d'après Ponsich (1964).

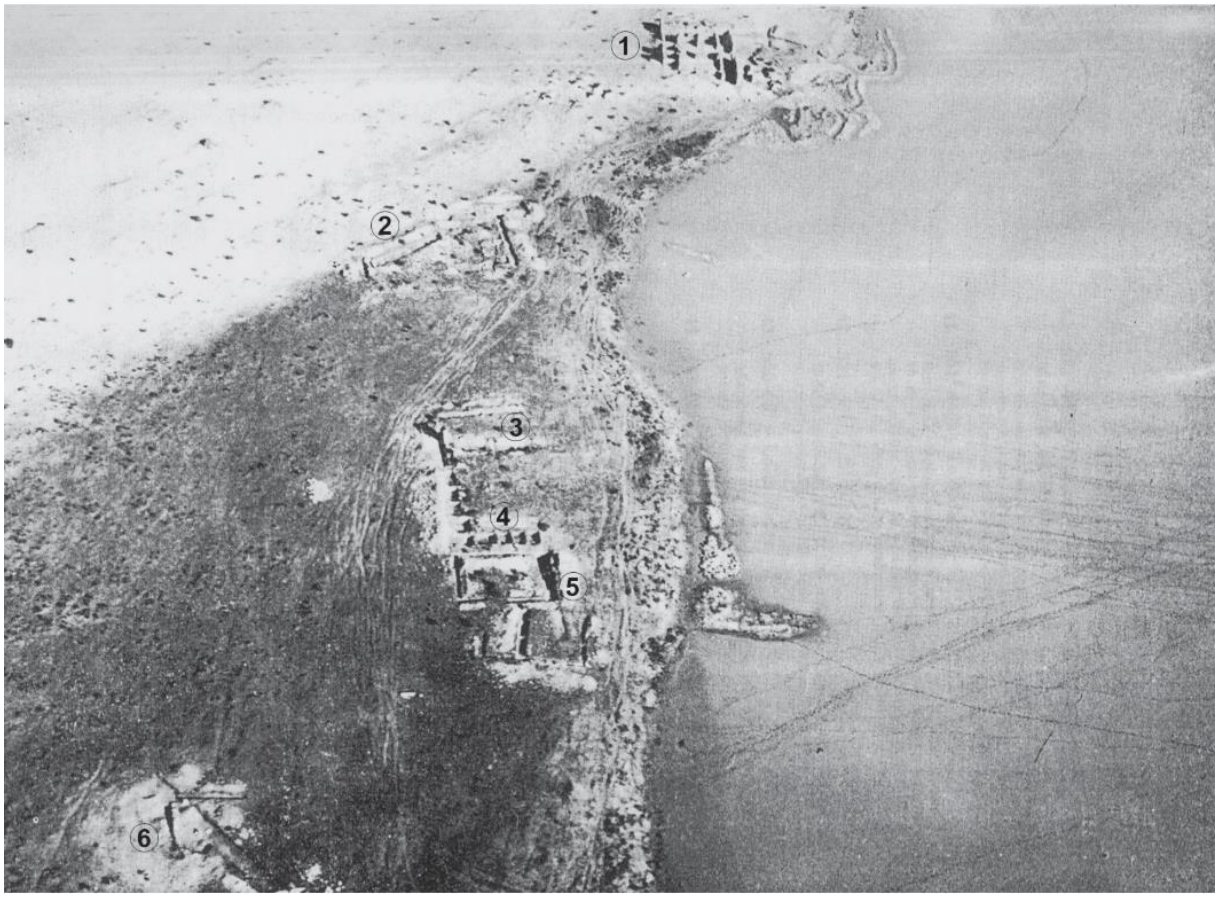


Figure III.8 - Aperçu des six bassins de production de sel et de garrum dans l'estuaire de Tahaddart. ((Ponsich 1964: Pl. V dans (Trakadas, 2015)).

Sur la partie sud de l'estuaire, on retrouve deux grands sites archéologiques : Zilil et Kouass. Le site de Zilil est situé à l'Est du village moderne de Dechar Jedid. En 1977, une mission franco marocaine dirigée conjointement par M. Lenoir et N. Khatib-Boujibar a permis de

retracer les étapes d'occupation du site, depuis la préhistoire jusqu'à la période romaine. Ces auteurs décrivent deux phases d'occupation maurétanienne (1 et 2) suivie par l'installation de la colonie de Iulia Costantia Zilil en 33-25 BCE (Depeyrot, 1999). Zilil fait partie des trois colonies installées par Auguste dans la partie occidentale du royaume de Maurétanie Tingitane (Depeyrot, 1999). Les fouilles archéologiques ont montré la présence de quartiers résidentiels, d'un grand temple et d'un théâtre, mais également d'une église paléochrétienne. Le site a été détruit par incendie au début du 5ème siècle CE (Depeyrot, 1999). Le site de Kouass, quant à lui, est situé à 8 km au nord de la ville d'Asilah, sur la bordure droite de l'oued Gharifa. Les fouilles archéologiques ont permis de dégager des ateliers de poterie d'époque préromaine, qui assuraient la production des amphores et des céramiques durant une longue période allant du VIème au Ier siècle BCE. Outre les ateliers de poterie, le site contient des usines de salaisons datées de l'époque impériale (I-IIème siècle CE), d'un aqueduc et d'une citerne (Bridoux et al. (2011, 2012) ; Figure III.8). Ponsich (1967) signale la présence d'un port sur ce site, dont la position n'est pas connue, qui a été utilisé pour l'exportation des produits fabriqués sur le site.

Dans la partie nord de l'estuaire, autour de la plaine fluviale du Mharhar, on retrouve des complexes mégalithiques funéraires, identifiés en grande partie par Ponsich (1964) dans l'atlas de Tanger, notamment à El Mriès, Mers, Jorf el Ramra et Djebila, Dar Shiro, Dar Kebira, Aïn Dalhia (Figure III.7). Les bijoux que contenaient ces nécropoles étaient une preuve indiscutable de l'occupation phénicienne de la zone.

Sur le cordon littoral qui sépare l'estuaire de Tahaddart de l'océan Atlantique, on retrouve deux sites archéologiques importants. (i) Sur la rive gauche de l'oued Tahaddart, près du pont Mohammed V, Hadacek a mis en évidence, en 1970, sur le sommet d'un complexe dunaire, un site cardial (Hadacek, 1979). Sur ce site, d'environ 10 hectares, se trouve du matériel archéologique, constitué de mobilier céramique et lithique, de parures sur des corps de thon parfois perforés, des foyers en cuvettes circulaires constitués de blocs calcaires. (ii) Un kilomètre au Nord de ce site, toujours sur la rive gauche de l'oued Tahaddart, Ponsich a mis en évidence, dans les années 1960s, six usines utilisées dans la salaison du poisson (Trakadas, 2015). Des poteries extraites par Ponsich, puis réexaminées récemment par des étudiants de l'Institut National des Sciences de l'Archéologie et du Patrimoine (INSAP) ont montré une occupation Punico-mauritanienne à romaine (Figures III.7 et III.8 ; Trakadas, 2015).

III.3 STRATEGIE D'ETUDE

Les travaux présentés dans cette thèse sont issus d'une collaboration entre des laboratoires de recherche français et marocains, avec la participation d'étudiants stagiaires, d'enseignants-chercheurs et de techniciens de laboratoire (Tableau III.1).

Tableau III.1 - Tableau récapitulatif du travail réalisé durant cette thèse ainsi que les collaborations mises en place. La couleur verte avec mention « Oui » indique les analyses réalisées personnellement durant la thèse. La couleur orange indique les noms des personnes qui ont participé aux analyses. La couleur noire précise les noms des laboratoires partenaires (GM : Géosciences Montpellier. M2C-Caen : Morphodynamique Continentale et Côtière de Caen. LPG-BIAF : Laboratoire de Planétologie et Géodynamique - Bioindicateurs Actuels & Fossiles. LGMSS – Laboratoire de Géosciences Marines et sciences du sol. CRAHAM : Centre Michel de Boüard – CRAHAM).

Méthodes / *Echa*		*TAH17-1*	*TAH17-2*	*TAH17-3*	*TAH17-4*	*TAH17-5*	*Echantillons de Surface*
Mission de terrain		Oui Laurent DEZILEAU - Jean-Philippe DEGEAI)	Oui Laurent DEZILEAU - Jean-Philippe DEGEAI)	Oui Laurent DEZILEAU - Jean-Philippe DEGEAI)	Oui Laurent DEZILEAU - Jean-Philippe DEGEAI)	Oui Laurent DEZILEAU - Jean-Philippe DEGEAI)	Oui
Ouverture des carottes		Laurent DEZILEAU *GM*		Oui *M2C-Caen*	Laurent DEZILEAU *GM*	Oui *M2C-Caen*	
Photographie		Oui		Oui	Oui	Oui	
Granulométrie		Oui *GM*		Oui *M2C-Caen*	Oui *GM/ M2C-Caen*	Oui *M2C-Caen*	Oui *M2C-Caen*
Géochimie XRF portable		Oui *GM*		Oui *CRAHAM*	Oui Tais Franchet *GM*	Oui *CRAHAM*	Oui *M2C-Caen*
Perte au feu (400°C)				Magalie LEGRAIN *M2C-Caen*	Magalie LEGRAIN *M2C-Caen*	Magalie LEGRAIN *M2C-Caen*	
Calcimétrie				Oui *M2C-Caen*	Oui *M2C-Caen*	Oui *M2C-Caen*	
Microfaune	*Foraminifère*	Oui LPG-BIAF		Oui *LGMSS*	Oui *LGMSS*	Oui *LGMSS*	*Oui* *LGMSS*
Datation	$^{210}Pb_{ex}/^{137}Cs$	Oui (Préparation des échantillons) *GM* (Laurent DEZILEAU)		Oui (Préparation des échantillons) *GM* (Michel CONDOMINES)	Oui (Préparation des échantillons) *GM* (Michel CONDOMINES)		
	^{14}C	*LMC14*			*LMC14* et *POZNAN*	*POZNAN*	

III.3.1 Échantillonnage

Nous avons réalisé trois missions de terrain au cours de l'année 2017, partagées entre l'estuaire de Tahaddart et son bassin-versant :

III.3.1.1 Mission de prospection (24 au 27 avril 2017)

La première mission, réalisée entre le 24 et 27 avril 2017, avait pour objectif d'établir un premier contact avec le terrain, afin de récolter un maximum d'informations pour préparer les deux missions futures. Un essai de carottage manuel a été testé à l'intérieur de la vasière, en utilisant des outils traditionnels (tubes PCV, marteau), mais sans résultats, car les premières couches de sédiments étaient colmatées et peu humides.

III.3.1.2 Prélèvements des sédiments de surface (20 au 21 septembre 2017)

La deuxième mission était destinée à la collecte des sédiments de surface dans le bassin-versant de l'oued Tahaddart, ainsi que dans sa zone côtière (plages et dunes). Un total de 45 échantillons a été prélevé à l'aide de spatule et de sacs zip (Figures III.9 et III.10). Les coordonnées des échantillons ont été collectées à l'aide d'un GPS Garmin Oregon 750 et sont présentées dans le Tableau III.2. La collecte de ces échantillons a pour objectif de caractériser les sources de sédiments arrivant à l'estuaire de Tahaddart. Nous avons également considéré le sommet des carottes (0-5 cm) comme des échantillons de surface (E1, E3, E4 et E5).

Figure III.9 - Echantillonnage de surface sur le bassin-versant (A) et la zone littorale (B) de l'estuaire de Tahaddart.

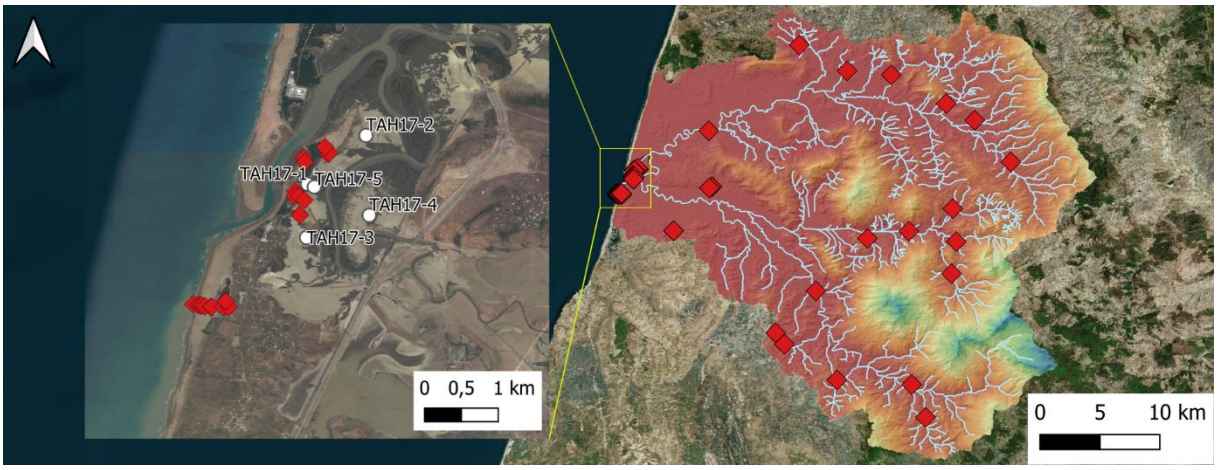


Figure III.10 - Position des échantillons de surface (cercles blancs) et des carottes sédimentaires (carrés rouges).

Tableau III.2 - Coordonnées et types d'analyse menés sur les échantillons de surface (géochimie, granulométrie et foraminifères).

Noms	Cordonnées		Types d'analyse		
	Latitude	Longitude	Géochimie	Granulométrie	Foraminifère
3,3	35,386357	-5,799811	x		
4,1	35,382134	-5,731213	x		
5,2	35,351934	-5,718501	x		
6,1	35,484003	-5,694618	x		
7,1	35,513507	-5,690299	x		
8,1	35,54379	-5,693563	x		
9,1	35,523009	-5,733876	x		
10,1	35,516433	-5,771864	x		
11,1	35,468097	-5,81905	x		
12,1	35,419167	-5,84811	x		
15,1	35,523464	-5,949852	x		
15,2	35,523412	-5,949865	x		
16,1	35,563834	-5,914737	x		
16,2	35,563834	-5,914737	x		
16,3	35,562764	-5,916944	x		
17,1	35,615261	-5,917571	x		
18,1	35,694074	-5,834393	x		
19,1	35,670314	-5,790599	x		
20,1	35,666613	-5,749984	x		
22,1	35,640269	-5,699534	x		
23,1	35,624989	-5,67338	x		
24,1	35,586649	-5,640213	x		
25,1	35,429656	-5,856229	x		
L1	35,557304	-6,002592	x	x	x

L3	35,557169	-6,001879	x		
L5	35,55711	-6,001522	x	x	
L6	35,557067	-6,001242	x	x	
L7	35,556969	-6,000846	x	x	x
L9	35,556906	-6,000006	x		
L10	35,556892	-5,999782	x	x	x
L11	35,556887	-5,998112	x	x	
L12	35,556832	-5,997286	x		
L13	35,557765	-5,997804	x	x	
L14	35,557723	-5,997738	x	x	
L18	35,579761	-5,982445	x	x	
L19	35,579921	-5,982225	x		
L20	35,580821	-5,982883	x	x	
L24	35,579223	-5,98605	x		
L25	35,578565	-5,98588	x	x	
L27	35,574168	-5,987332	x	x	
L28	35,573473	-5,987443	x		
L29	35,573484	-5,986797	x	x	
L30	35,572894	-5,985956	x		
L31	35,570662	-5,986667	x		
L32	35,570662	-5,986667	x	x	
E1 (TAH17-1)	35,575261	-5,985497	x	x	x
E3 (TAH17-3)	35,567261	-5,985666	x	x	x
E4 (TAH17-4)	35,570596	-5,976271	x	x	x
E5 (TAH17-5)	35,574855	-5,984493	x	x	x

III.3.1.3 Mission de carottage (25 au 30 septembre 2017)

La troisième mission, réalisée entre le 25 et 30 septembre 2017, a permis la collecte des carottes sédimentaires. Cinq sites ont été carottés derrière le cordon dunaire, selon des transects cross-shore et long-shore. Quatre sites sont localisés sur la rive gauche de la rivière Hachef (TAH17-1, TAH17-2, TAH17-3, TAH17-5), et un site sur sa rive droite (TAH17-4 ; Figure III.11). Le diamètre des carottes est de 5 cm, et la longueur varie entre 3 et 7 m (Tableau III.3). La position des sites est récupérée à l'aide d'un GPS Garmin Oregon 750 et présenté dans le Tableau III.3.

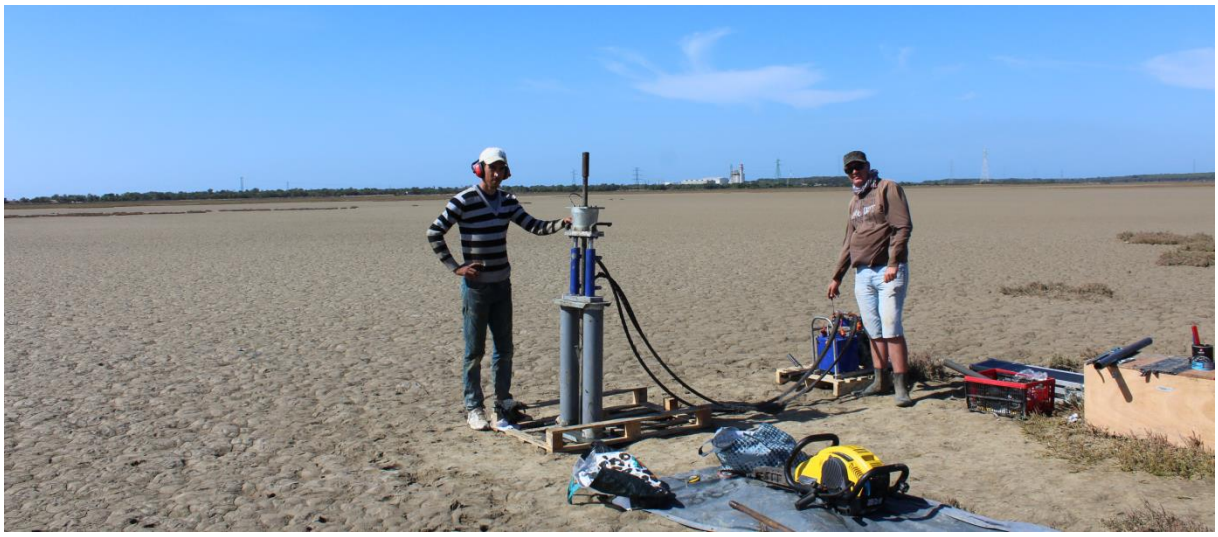


Figure III.11 - Mission de carottage dans l'estuaire (septembre 2017).

Tableau III.3 - Caractéristiques des cinq carottes sédimentaires prélevées dans l'estuaire de Tahaddart.

Référence	Date de prélèvement	Coordonnées géographiques		Diamètre (cm)	Profondeur (m)
		Latitude	Longitude		
TAH17-1	26/09/2017	35°34'30.94"N	5°59'7.79"O	5	5
TAH17-2	27/09/2017	35°34'57.22"N	5°58'36.32"O	5	5
TAH17-3	28/09/2017	35°34'2.14"N	5°59'8.40"O	5	5
TAH17-4	29/09/2017	35°34'14.15"N	5°58'34.58"O	5	7
TAH17-5	30/09/2017	35°34'29.48"N	5°59'4.17"O	5	3

L'ensemble des carottes est prélevé à l'aide d'un vibro-carottier du laboratoire Géosciences Montpellier. Les sédiments sont récupérés à partir du carottier fermé muni d'une gaine synthétique interne. Ce dernier pénètre le sol sur 1 m de profondeur à l'aide d'un marteau thermique de type Cobra TTe. Le carottier dispose à sa base d'une peau d'orange pour éviter la perte de l'échantillon. Le carottage est réalisé à des profondeurs supérieures à 1 m grâce à des rallonges de 1 m. L'extraction du carottier est assurée à l'aide d'un système hydraulique. Une fois les carottes prélevées, elles sont transportées au laboratoire Géosciences Montpellier et stockées dans une chambre froide en attendant les analyses en laboratoire.

III.3.2 Méthodes analytiques

III.3.2.1 Ouverture des archives, photographie et description des faciès

Une fois au laboratoire, les carottes ont été coupées en deux parties dans le sens de la longueur. Une moitié a été conservée dans une chambre froide comme « archive », et l'autre moitié a été photographiée, puis sous-échantillonnée pour accomplir des analyses sédimentologiques,

géochimiques, géochronologiques et microfaunistiques de foraminifères. La charte de Munsell a été utilisée pour décrire la couleur du sédiment.

III.3.2.2 Géochimie par pXRF

La géochimie par fluorescence X mesure de manière semi-quantitative la concentration d'éléments chimiques de différents matériaux (sol, pièce de monnaies, tube PVC…). Cette méthode a la particularité d'être non destructive. Les mesures sont réalisées sur la carotte et ne prennent pas plus de 2 minutes par point de mesure. L'XRF portable (pXRF) est capable de mesurer jusqu'à 30 éléments chimiques, et dispose de plusieurs modes d'analyse selon les besoins de l'utilisateur. Les concentrations sont données en ppm ou en pourcentage.

Deux pXRF de la marque NITON XL3t ont été mis à ma disposition dans le cadre de cette thèse. Un pXRF portable du laboratoire Géosciences Montpellier et un autre au Centre Michel de Boüard – CRAHAM à Caen. Les deux instruments sont de la même marque, ce qui permet une corrélation des résultats des différentes archives. Une formation sur l'utilisation du générateur FluoX portatif (NITON XL3t) a été assurée sur le site de Montpellier par Pr. Laurent Dezileau, et sur le site de Caen par Pr. Marie-Paule Bataille.

Avant de lancer les mesures de géochimie, nous avons testé avec des standards les deux pXRF, dans le but d'évaluer leur qualité de mesures. Cette évaluation consiste à comparer les concentrations obtenues sur les standards, avec celles de référence. Les standards sont acquis auprès de différents organismes, notamment le NIST (SRM2709a), le laboratoire des mines et des sciences minérales de CANMET (TILL-4) et le laboratoire CRPG de Nancy (GS-N, BE-N, AC-E, DR-N, WS-E, AN-G, UB-N et DT-N). De plus, nous avons eu à notre disposition des standards supplémentaires, fournis par Pr. Michel Lopez (université de Montpellier ; 01-2018, 02-2018, 05-2016, 07-2017 et 09-2017), qui proviennent de la mine de Villeveyrac. Nous avons choisi pour ces tests le mode minerais, et le temps de mesure a été fixé à 150 secondes.

Les mesures pXRF ont été réalisées directement sur les demi-carottes TAH17-1, TAH17-3, TAH17-4 et TAH17-5. Afin d'éviter la contamination de l'appareil lors du changement de point de mesure, les demi-carottes ont été couvertes d'un film Ultralene (Richter et al., 2006). Nous avons choisi une résolution centimétrique pour avoir un profil géochimique à haute résolution. Concernant le paramétrage des appareils, nous avons utilisé le mode minerai, et fixé le temps de mesure à 150 secondes.

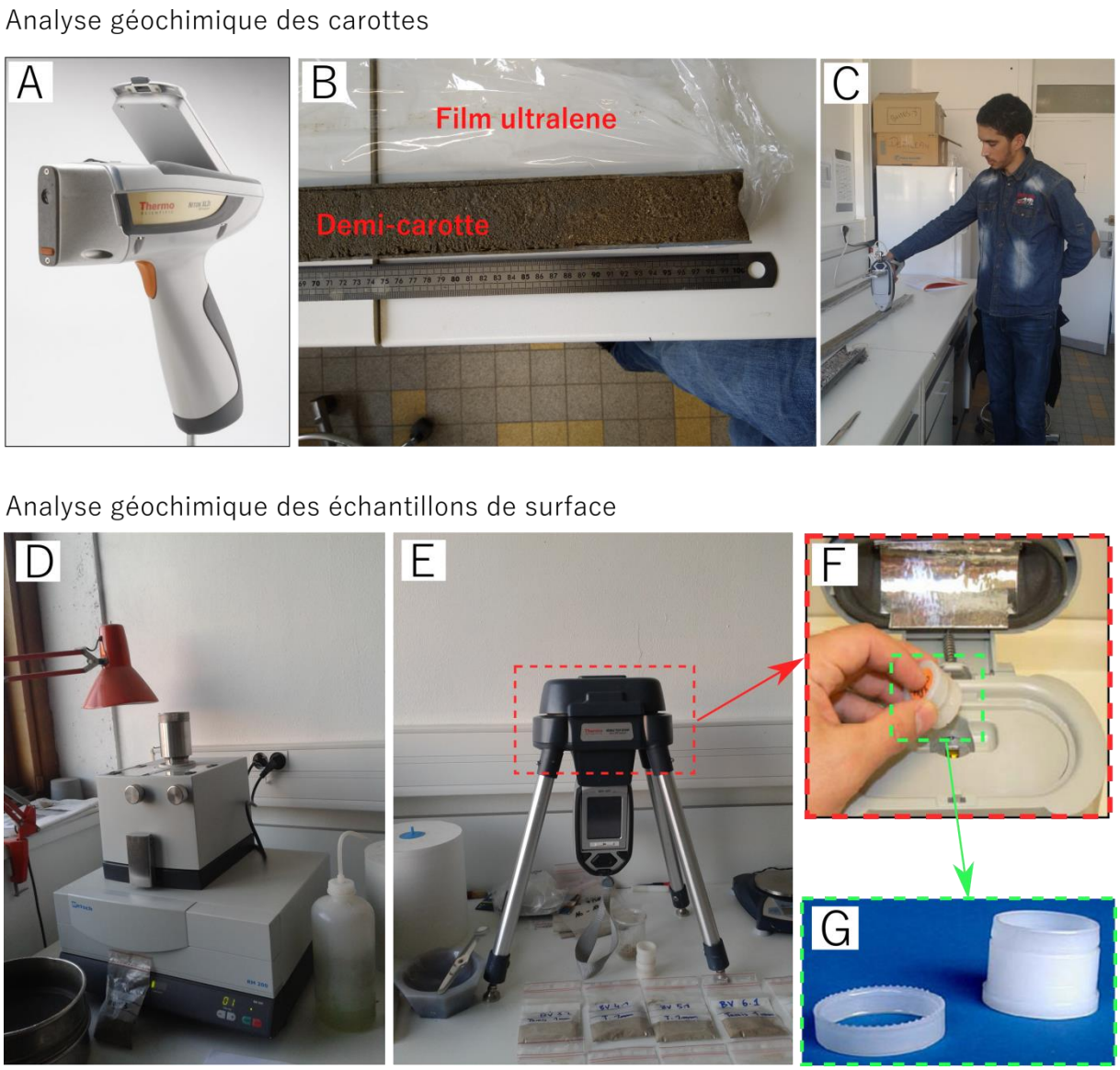


Figure III.12 - Analyse géochimique des échantillons de surface et des carottes. A : aperçu du pXRF NITON XL3t. B : couverture des demi-carottes avec un film ultralene avant mesure. C : mesure directe sur les archives. D : mortier à agate pour broyer les échantillons de surface. E : aperçu du pXRF en mode Fixe. F : emplacement des capsules dans le pXRF. G : aperçu de la capsule utilisée dans l'analyse des sédiments de surface.

Les mesures pXRF sur les échantillons de surface, quant à elles, sont réalisées dans une boîte de protection aux rayons X (Figure III.12). Les sédiments sont, tout d'abord, séchés et broyés à l'aide d'un mortier en agate mécanique jusqu'à atteindre une fraction inférieure à 63 µm. Les échantillons broyés sont ensuite préparés dans des cubes d'échantillons XRF classiques recouverts d'un film d'ultralène (Figure III.12). Les mêmes paramètres d'analyses sont maintenus pour les sédiments de surface (150 secondes en mode minerai).

III.3.2.3 Granulométrie laser

Les analyses granulométriques ont été réalisées entre le laboratoire Géosciences Montpellier et le laboratoire M2C de Caen, avec un granulomètre laser de la marque Beckman-Coulter

LS13320. Les deux entités de recherche disposent du même appareillage, ce qui facilite la corrélation entre les résultats. Les analyses ont été réalisées sur les archives TAH17-1, TAH17-3, TAH17-4 et TAH17-5. Nous avons maintenu une résolution centimétrique similaire à celle utilisée en géochimie.

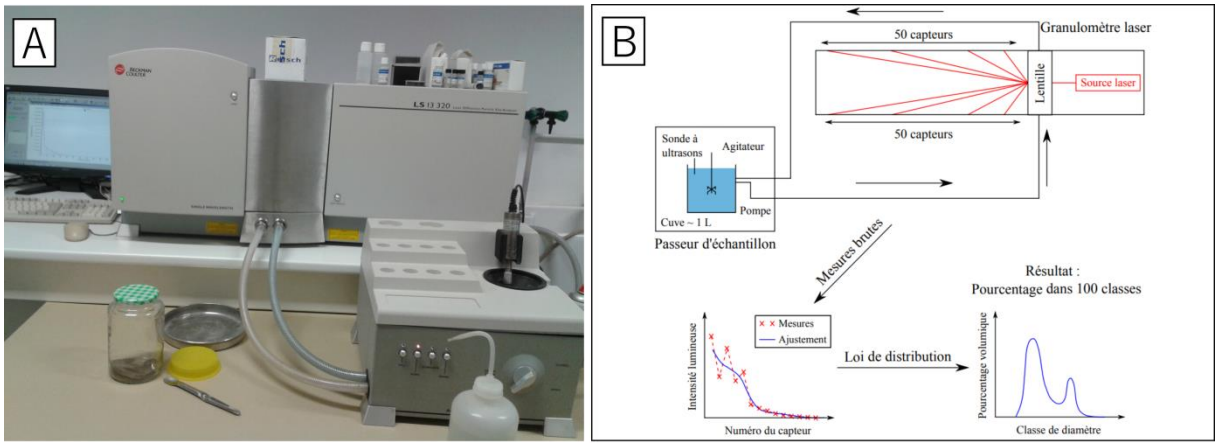


Figure III.13 - A : aperçu du granulomètre laser de l'Université de Montpellier. B : Schéma de fonctionnement d'un granulomètre laser (Grangeon, 2012).

Le granulomètre laser mesure des particules de taille comprise entre 0,4 et 2 000 µm. Avant l'introduction de l'échantillon dans le module aqueux du granulomètre laser, il est tamisé à 2 mm pour retirer les particules grossières qui peuvent perturber la mesure. Chaque mesure dure 90 secondes, répétée deux fois pour s'assurer de la bonne reproductibilité des résultats. Les échantillons riches en silt et en argile sont mis en suspension dans de l'eau désionisée pendant 24 heures avant l'analyse. L'ultrason est utilisé au cours de l'analyse afin d'assurer une dispersion des particules fines (Figure III.13). La quantité du sédiment nécessaire pour l'analyse dépend de la granulométrie du matériel analysé. Il est recommandé de maintenir une obscuration de mesure entre 8 et 15 %.

Pour faciliter l'interprétation des résultats, la distribution granulométrique obtenue a été regroupée en trois fractions selon la classification de Friedman et Sanders (1978) : Argile (<2 µm), silt (2-63 µm) et sable (63-2 000 µm). L'ensemble des paramètres granulométriques (moyenne et indice de tri) sont calculés à l'aide du logiciel GRADISTAT (Blott and Pye, 2001). Le diagramme de Shepard (1954) est utilisé pour définir les faciès sédimentaires de chaque échantillon.

III.3.2.4 Les foraminifères benthiques

L'étude des foraminifères a été réalisée sur les carottes TAH17-1, TAH17-4, TAH17-3 et TAH17-5, dans les deux laboratoires LPG-BIAF et LGMSS. Des échantillons d'un centimètre d'épaisseur ont été prélevés dans ces archives en fonction de la variabilité lithologique. La

préparation des échantillons consiste, dans un premier temps, à mesurer leurs poids humide, puis sec après un passage dans l'étuve à une température de 40°C. Ensuite, chaque échantillon est lavé dans une colonne de tamis, constituée des tamis de 63, 125 et 150 µm. Un tamis supplémentaire de 500 µm est utilisé lorsque les sédiments sont très grossiers. Après lavage, les fractions 65-125 µm, 125-150 µm et > 150 µm, sont récupérées dans des piluliers en verre puis séchées à nouveau dans une étuve à une température de 40 °C.

Dans un souci de gain de temps et afin de comparer nos résultats avec la littérature, seule la fraction supérieure à 150 µm a été investiguée. L'extraction et l'identification des foraminifères sont réalisées sous une loupe binoculaire avec un grossissement de x20 à x40 (Figure III.14). Les foraminifères sont extraits du sédiment à l'aide d'un pinceau, puis fixés avec une colle naturelle dans des cellules de Chapman (32 cases). Le nombre d'individus collectés dans chaque échantillon a été fixé à 100, selon les recommandations de Fatela et Taborda (2002). Un seuil minimal de 10 individus a été utilisé pour les échantillons avec une très faible abondance de foraminifère. L'interprétation des assemblages de foraminifères est basée sur l'écologie moderne des foraminifères benthiques présents dans l'estuaire de Tahaddart (Pascual et al., 2007) et dans la marge atlantique marocaine (Mathieu, 1986), ainsi que quelques études réalisées sur la côte atlantique ibérique (Cearreta, 1998; Hindson et al., 1998; Trog et al., 2013; Camacho et al., 2016). Les références taxonomiques de chaque espèce de foraminifères sont présentées dans la légende de la Figure IV.10. Tous les comptages de foraminifères ont été convertis en abondances relatives.

Figure III.14 - A : colonne de tamis (63, 125 et 150 µm) utilisée dans le lavage du sédiment. B : loupe Binoculaire pour le prélèvement des foraminifères contenus dans le sédiment. C : exemple de cellule de Chapman contenant des foraminifères.

III.3.2.5 Teneur en carbonates

La teneur en carbonates a été calculée grâce à un calcimètre Bernard au laboratoire M2C de Caen. Le principe consiste à mesurer le volume de CO_2 dégagé après attaque par l'acide chlorhydrique (HCL) sur le carbonate de calcium ($CaCO_3$) présent dans le sédiment (Fournier et al., 2012). Dans les conditions standards (c'est-à-dire à une t = 20° ; une pression

atmosphérique = 760 mm Hg ; un poids = 1 g), le pourcentage du $CaCO_3$ est calculé selon l'équation suivante :

Équation III.1

$$\%CaCO_3 = V \times 0{,}4$$

V = volume de dégagement gazeux en ml sous pression constante

Dans les conditions non standards, l'équation nécessite l'introduction d'un coefficient correcteur K :

Équation III.2

$$\%CaCO_3 = V \times (\frac{K}{poids})$$

K se calcule selon l'équation suivante :

Équation III.3

$$K = 0{,}4 \times \left(\frac{293}{273 + t}\right) \times (\frac{P}{760})$$

$$\text{Donc : } K = \frac{0{,}154 \times P}{273 + t}$$

Avec :

- 293 : température en kelvin correspondant à une température de 20 °C
- 273 : température en kelvin correspondant à une température de 0 °C
- t : température au moment de l'analyse en °C
- P : pression atmosphérique en mm de Hg au moment de l'analyse
- 760 : pression atmosphérique moyenne mm de Hg
- 0,4 : constante

Les analyses de carbone minéral ont été réalisées sur les carottes TAH17-3, TAH17-4 et TAH17-5. Les échantillons sont sélectionnés dans chaque archive en fonction des variations lithologiques. Pour chaque échantillon, deux mesures sont réalisées et une moyenne est retenue. Au cours de chaque analyse, les valeurs de température ont été récupérées à l'aide d'un thermomètre, tandis que la pression a été collectée depuis la station météorologique de Carpiquet (Caen, France).

III.3.2.6 Perte au feu (400 °C)

La perte au feu est une méthode qui permet de déterminer le pourcentage de la matière organique contenu dans un échantillon de sédiment. Le principe consiste à mesurer le poids de ce dernier avant et après une combustion à haute température dans un four à moufle (400°C).

Pour notre étude, les mesures de perte au feu ont été réalisées sur des sédiments prélevés sur les archives TAH17-3, TAH17-4 et TAH17-5. Les échantillons ont été sélectionnés en fonction des critères lithologiques. Le protocole d'analyse adopté est celui de Nelson et Sommers (1996), qui est détaillé dans la partie annexe du manuscrit.

III.3.3 Méthodes de datation

III.3.3.1 ^{137}Cs et $^{210}Pb_{ex}$

Les données radiochronologiques sur le dernier siècle ont été obtenues en mesurant les activités du ^{137}Cs et du $^{210}Pb_{ex}$ dans les premières couches de sédiment. Le Césium-137 (^{137}Cs – Demi-vie 30 ans) est un isotope radioactif artificiel issu de la fission de l'uranium. Sa présence dans une séquence sédimentaire peut avoir plusieurs origines : (i) la première est associée aux essais nucléaires atmosphériques réalisés entre 1945 et 1980 CE. Le ^{137}Cs libéré est répartie sur l'ensemble de la planète par la circulation atmosphérique, puis rejoint la surface de la terre sous forme de retombées atmosphérique (pluie, aérosols). (2) La deuxième source est associée aux centrales nucléaires. Ces dernières libèrent du ^{137}Cs dans la nature sous forme de rejet contrôlé ou à la suite d'accidents, comme celui de Tchernobyl en 1986 ou de Fukushima en 2011. Le ^{137}Cs est utilisé pour dater les sédiments superficiels dont l'âge est inférieur à 1945. Le profil d'activité du ^{137}Cs en fonction de la profondeur présente généralement deux pics dont le plus important est celui de 1963 CE (maximum des tests nucléaires), suivi par celui de Tchernobyl en 1986 en Europe et ces environs proches. Ce dernier pic reste un événement local comparé au premier qui est global.

Le ^{210}Pb (T1/2=22,3 ans) est un élément radioactif naturel qui provient de la chaîne de désintégration de l'Uranium-238 (T1/2=4,5.109 ans). L'^{238}U présent dans la croûte terrestre donne lieu au Radium-226 (T1/2=1620 ans) ; ce dernier se désintègre en Radon-222 (T1/2=3,8 jours) sous forme d'un gaz inerte qui s'échappe en permanence vers l'atmosphère. Une fois dans l'atmosphère, le ^{222}Rn se désintègre en ^{210}Pb qui s'adsorbe sur des aérosols submicroniques (Gillette et al., 1972). Le temps de résidence du ^{210}Pb dans l'atmosphère est de 1 à 10 jours (Clyde H. Moore, 1973) ; il finit par rejoindre la surface terrestre sous formes de précipitations sèches et humides (Heyraud and Cherry, 1983). Cet apport atmosphérique va

alors constituer un excès (d'où le nom de ^{210}Pb en excès ou $^{210}Pb_{ex}$) par rapport à la quantité du ^{210}Pb déjà présente dans le sédiment et dont l'activité radioactive est en équilibre avec les autres nucléides de la chaîne de désintégration (Figure III.15). L'utilisation du $^{210}Pb_{ex}$ pour la datation des sédiments est maintenant une technique bien établie depuis les travaux de Goldberg (1963). Actuellement, il est largement utilisé dans d'autres domaines pour l'élaboration des modèles d'âge et notamment en domaine lacustre et lagunaire. Cette technique de datation est basée sur la détermination de l'activité du ^{210}Pb dit « en excès », qui n'est présent que dans les sédiments récents (environ 100 ans).

L'ensemble des mesures ^{137}Cs et $^{210}Pb_{ex}$ ont été réalisées au sein du laboratoire GM à l'aide d'un spectromètre Gamma de la marque CANBERRA BEGe 3825. Les échantillons ont été prélevés sur les premiers 30-40 cm des archives TAH17-1, TAH17-3 et TAH17-4, avec un pas d'échantillonnage d'environs 3-5 cm. L'activité du ^{137}Cs en fonction de la profondeur a été calculée selon Robbins et Edgington (1975), tandis que le modèle CFCS (constant flux, constant sédimentation rate) a été utilisé pour le calcul du $^{210}Pb_{ex}$ (Golberg, 1963; Krishnaswamy et al., 1971).

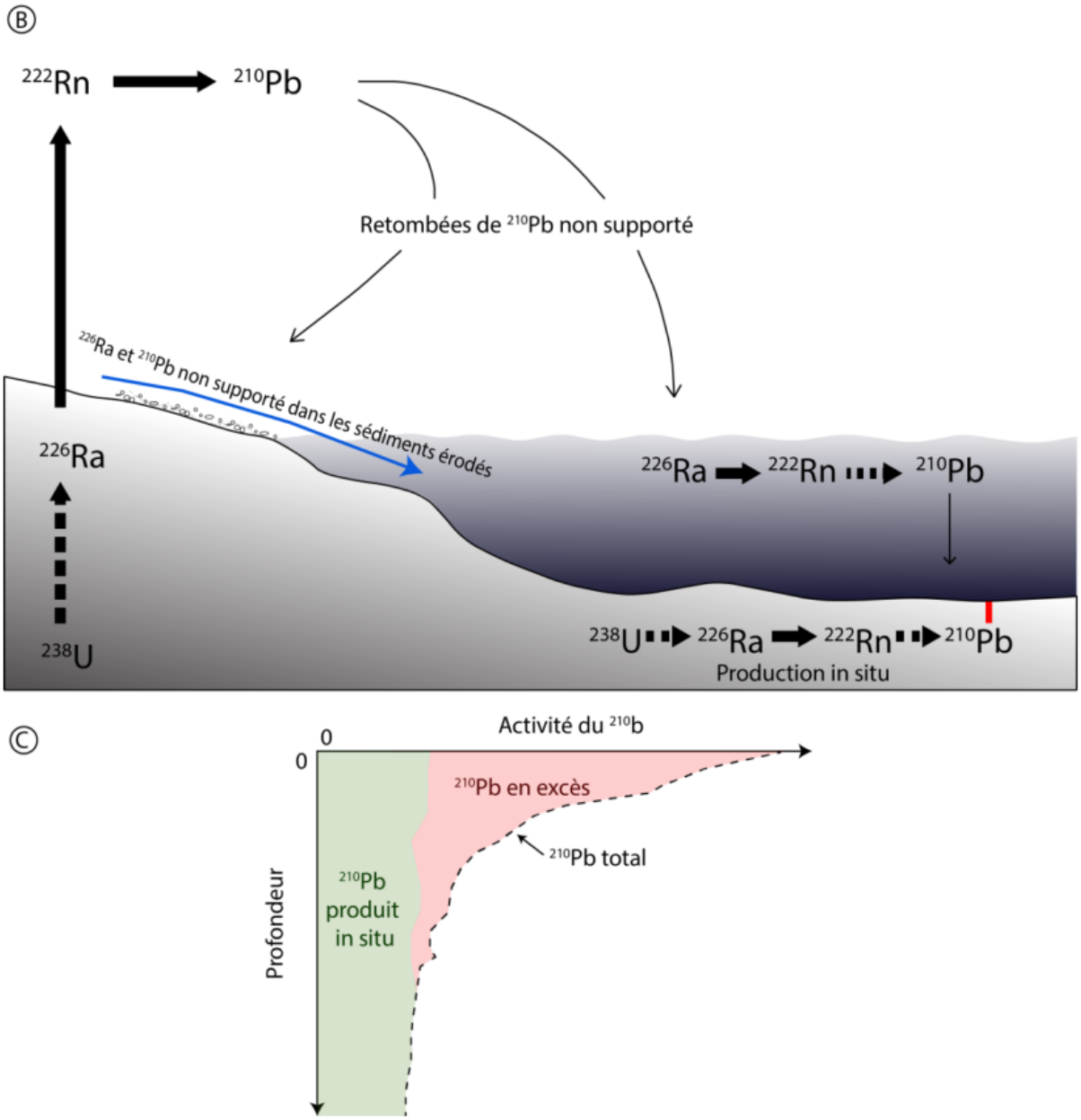


Figure III.15 - B : modes de production et de migration du ^{210}Pb jusqu'au sédiment final (modifié d'après Corbett et Walsh (2015)). C : Exemple de profil de ^{210}Pb dans une carotte (trait rouge dans (B)). Le ^{210}Pb en excès qui se désintègre progressivement avec la profondeur et le temps, et qui n'est pas renouvelé une fois enfouit (Baumann, 2017).

III.3.3.2 Carbone-14

Le carbone-14 (^{14}C – Demi-vie 5730 ans) est un isotope radioactif naturel du carbone. Il est produit à travers les rayons cosmiques, qui interagissent avec les atomes de l'atmosphère, et produisent du ^{14}C à partir de l'azote. Le principe de datation par ^{14}C suppose que chaque organisme vivant, durant son cycle de vie, absorbe toutes les formes de carbone qui existent dans la nature (^{12}C, ^{13}C et ^{14}C). La proportion du carbone-14 par rapport au carbone total au

sein d'un organisme vivant est équivalente à celle de l'atmosphère. Après la mort de cet organisme, il arrête d'échanger du carbone avec le milieu extérieur et nous avons par la suite une désintégration naturelle du ^{14}C selon une loi exponentielle connue. La datation de l'organisme vivant peut se faire à ce moment en calculant le rapport carbone-14/carbone total. La méthode la plus utilisée reste la spectrométrie de masse. Les âges conventionnels obtenus sont exprimés en année « Befor Present » (BP), en prenant comme référence 1950.

Les datations ^{14}C obtenues à partir d'organismes marins nécessitent des corrections complémentaires, en relation avec l'effet réservoir marin. De manière générale, les masses d'eaux superficielles échangent constamment du ^{14}C avec l'atmosphère de manière à garder le même rapport $^{14}C/^{12}C$ dans les deux environnements. Lorsque ces masses d'eaux quittent la surface et descendent en profondeur, leur ^{14}C n'est plus renouvelé, ce qui entraîne automatiquement une diminution du rapport $^{14}C/^{12}C$ par désintégration de ^{14}C. Ces masses d'eaux peuvent rester en profondeur pendant des centaines d'années, puis remonter en surface avec un ^{14}C qu'on peut qualifier de vieux, et qui sera intégré plus tard par les organismes marins. Ces derniers auront ainsi un âge radiocarbone plus ancien comparé à leurs âges réels. Cette différence d'âge, qui est due à l'effet réservoir marin, est estimée à 400 ans ; avec des variations locales qui dépendent : (1) de la présence ou non de zone d'upwelling, qui font remonter davantage les eaux pauvres en ^{14}C ; (2) l'effet « eau dure » qui est dû à des apports en carbone ancien provenant de la dissolution des roches calcaires présente sur le continent ; (3) l'effet « eau douce » induit par des arrivées d'eaux douces, caractérisé par un ^{14}C similaire aux conditions atmosphériques. Il est donc nécessaire d'appliquer, pour les dates ^{14}C issu d'organismes marins, une correction globale estimée à 400 ans, ainsi qu'une correction locale (notée Delta R). Ces corrections peuvent se faire à l'aide de logiciels de calibration de type CALIB ou OXCAL (Stuiver et Reimer, 1993; Reimer et al., 2013). Les valeurs DeltaR peuvent être trouvées dans la base de données en ligne « Marine Reservoir Correction Database » (Reimer et Reimer, 2001).

Pour notre étude, 36 échantillons répartis sur les trois archives TAH17-1, TAH17-4 et TAH17-5, ont fait l'objet de datations ^{14}C. Ces derniers sont composés, en grande partie, par des coquilles de mollusques. Les analyses ont été sous-traitées dans le laboratoire LMC14 de Paris et dans le Poznan Radiocarbon Laboratory (Pologne).

III.4 Conclusion

L'estuaire de Tahaddart représente un environnement idéal pour l'étude des dépôts de submersions marines pour plusieurs raisons :

- Sa configuration géomorphologique favorable à l'enregistrement sédimentaire des submersions marines. L'estuaire dispose d'un cordon dunaire peu élevé (< 7 m) qui est facilement submersible par les ondes de tempêtes et les tsunamis. Il est possible d'imaginer que même si l'arrière-pays est plus ou moins comblé aujourd'hui par des sédiments fluviatiles, il disposait dans le passé d'un espace de dépôt (accommodation space) plus important capable de recevoir davantage de sédiments de submersions. La granulométrie fine des sédiments va faciliter l'observation des dépôts sableux de haute énergie dans la stratigraphie locale.
- Son aspect naturel malgré les pressions anthropiques que connaît la côte atlantique. Grâce aux deux conventions de protection qui ont été mises en place : SIBE et RAMSAR, l'estuaire de Tahaddart a relativement gardé son aspect naturel malgré les pressions anthropiques que connaît de manière générale le littoral atlantique marocain (Snoussi et al., 2008; Aitali et al., 2020). Les constructions anthropiques majeures dans la zone sont représentées par les voies de transport classiques (route nationale, autoroute et chemin de fer), ainsi que par la centrale thermique de Tahaddart.
- Sa position géographique par rapport au golfe de Cadix va augmenter son exposition aux événements de tsunamis provenant de cette zone comparée à d'autres sites du littoral atlantique marocain.

L'approche multiproxy est appliquée pour la première fois sur la côte atlantique marocaine. Les analyses géochimiques menées sur les sédiments de surface vont faciliter l'identification de différentes sources de sédiments arrivant à l'estuaire de Tahaddart. Les analyses géochimiques, sédimentologiques et micropaléontologiques sur les carottes devraient permettre d'étudier le remplissage sédimentaire de l'estuaire, et d'identifier les dépôts de submersions marines. L'organisation des carottes selon des transects cross-shore et long-shore est une stratégie pour suivre l'extension de ces dépôts de haute énergie à l'intérieur des terres. Les données chronologiques seront utilisées pour apporter la dimension temporelle à ces dépôts de tempêtes ou de tsunamis.

IV. RESULTATS

IV.1 CARACTERISATION DES SEDIMENTS DE SURFACE

IV.1.1 Géochimie

IV.1.1.1 Évaluation de la qualité des mesures

Les Figures IV.1 et IV.2 présentent les concentrations du Fe, Ca, Sr, Zr, Rb, Ti, Al et Si obtenues sur les standards, en utilisant respectivement le pXRF du CRAHAM et de Géosciences Montpellier. Un digramme de corrélation a été tracé pour chaque élément chimique afin d'évaluer la relation entre les concentrations mesurées (en ppm) et celles de références (en ppm). Le pXRF de Caen montre des bons résultats sur l'ensemble des huit éléments, avec un R^2 supérieur à 0,96. Le pXRF de Montpellier affiche, pour sa part, une bonne corrélation pour le Fe, Ti, Ca, Sr, Zr et Rb, avec un R^2 supérieur à 0,95. Cependant, les résultats du Si et de l'Al sont moins satisfaisants, avec des valeurs respectives de R^2 égale à 0,92 et 0,90. Pour ces deux éléments, le constructeur indique qu'il est possible d'améliorer leurs mesures en utilisant un balayage par l'hélium. Ce dernier est plus léger que l'air, ce qui va diminuer la limite de détection de ces deux éléments. De manière générale, nous pouvons dire que la qualité des mesures de ces deux instruments sur une large gamme d'éléments chimiques (lourds et légers, majeurs et traces) est acceptable pour notre étude, qui ne nécessite pas des mesures quantitatives précises.

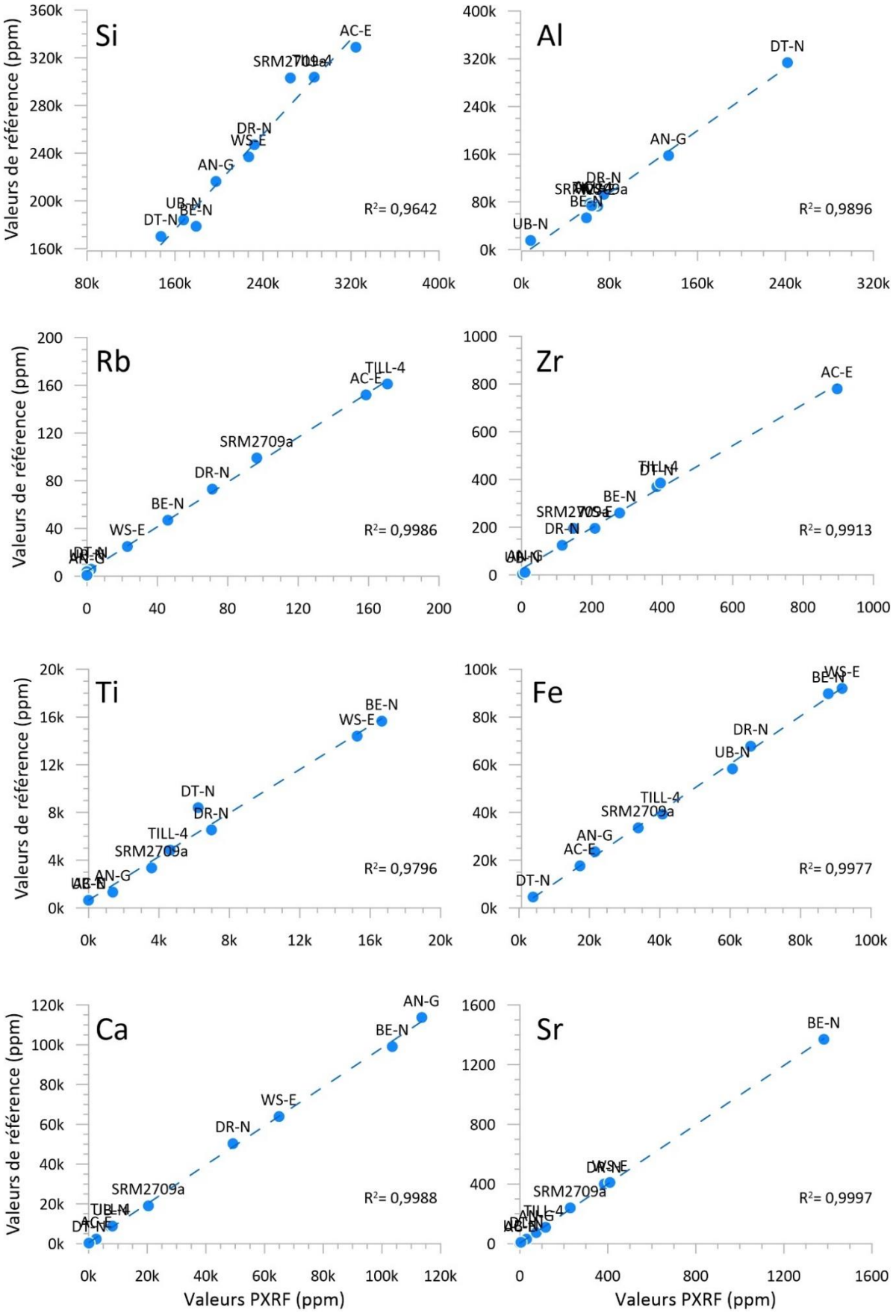


Figure IV.1 - Diagramme de corrélation du Ca, Sr, Fe, Si, Al, Zr, Ti et Rb obtenu sur le pXRF du CRAHAM (Caen).

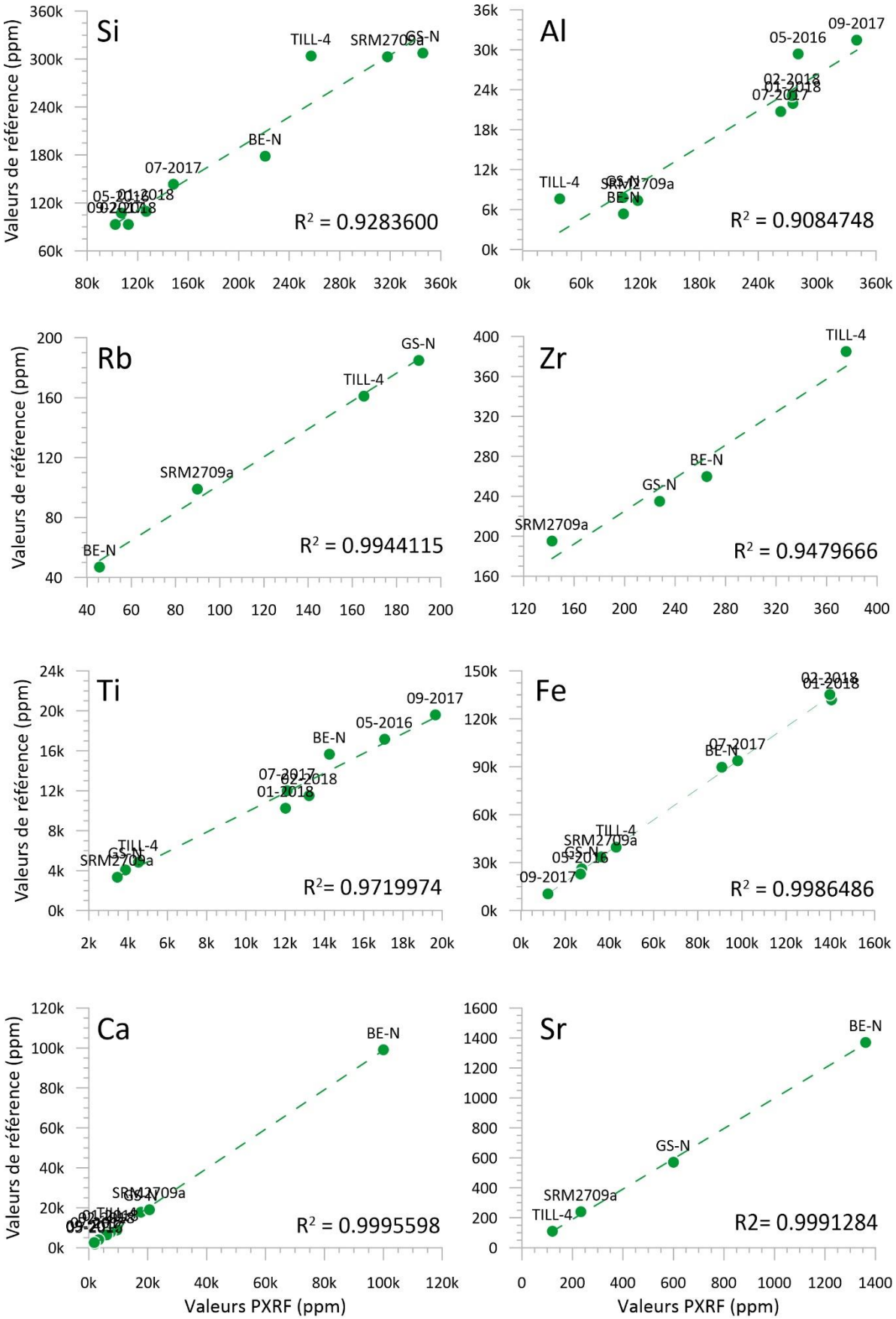


Figure IV.2 - Diagramme de corrélation du Ca, Sr, Fe, Si, Al, Zr, Ti et Rb obtenu sur le pXRF de Géoscience Montpellier.

IV.1.1.2 Analyse des sédiments de surface

En général, les pXRF mesurent un large spectre d'éléments chimiques, allant jusqu'à 30 éléments. Les deux appareils pXRF étaient capables de détecter 18 éléments chimiques sur les échantillons de surface : le zirconium (Zr), le strontium (Sr), le rubidium (Rb), le plomb (Pb), l'arsenic (As), le zinc (Zn), le cuivre (Cu), le fer (Fe), le manganèse (Mn), le chrome (Cr), le vanadium (V), le titane (Ti), le calcium (Ca), le potassium (K), le soufre (S), l'aluminium (Al), le silicium (Si) et le chlore (Cl). Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une analyse en composante principale normée (ACP) afin d'explorer les corrélations qui existent entre les éléments chimiques, et entre les échantillons de surfaces (Figure IV.3).

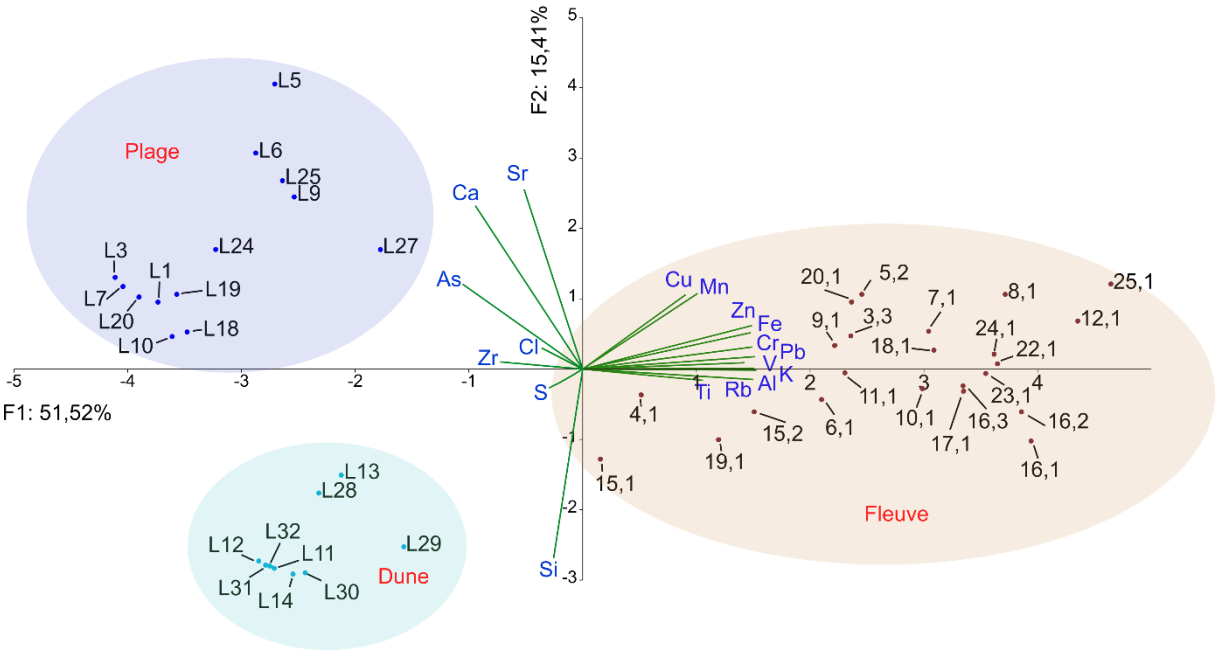


Figure IV.3 - Double présentation des variables et des individus sur les deux composantes F1 et F2.

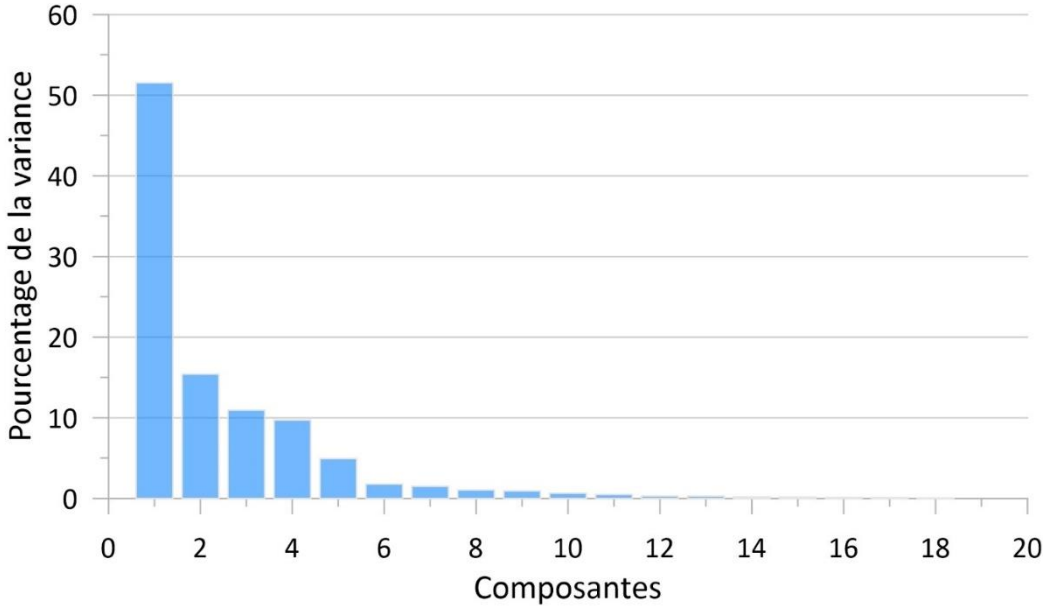


Figure IV.4 - Pourcentage de variance expliqué selon les composantes. Nous avons sélectionné la première et deuxième composante (F1 et F2), qui expliquent respectivement 51,52 % et 15,41 % de la variance totale.

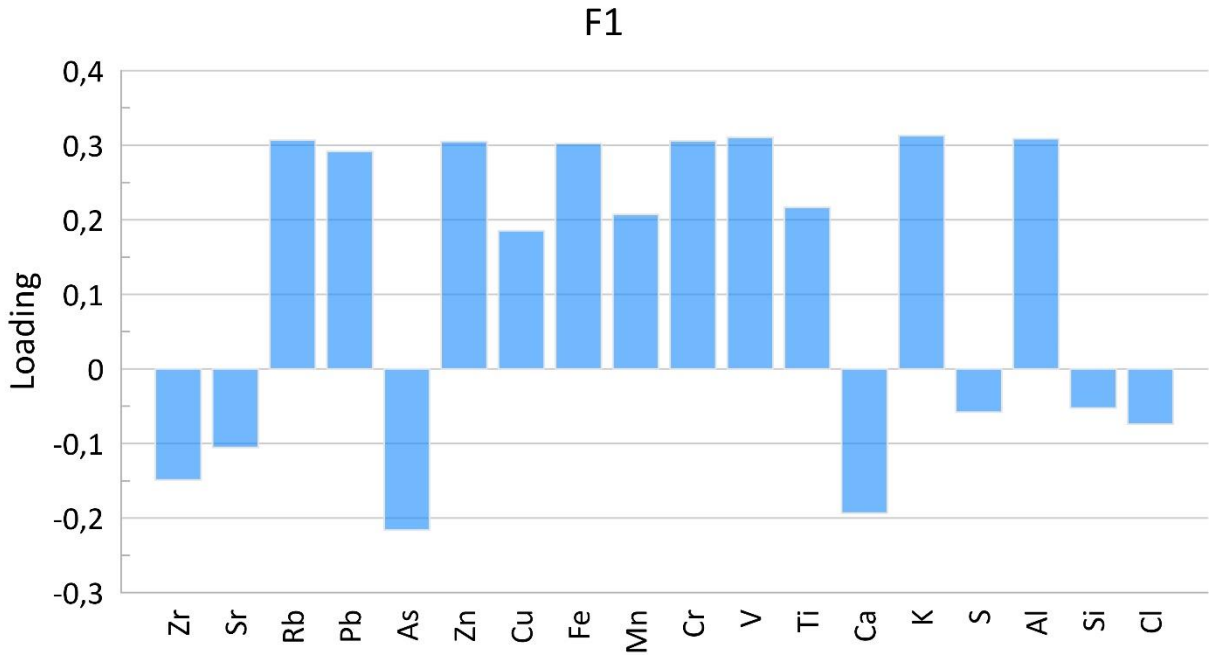


Figure IV.5 - Projections des variables sur la première composante (F1). Sur l'axe des abscisses se trouve les éléments chimiques, et sur l'axe des ordonnées, les facteurs de corrélation.

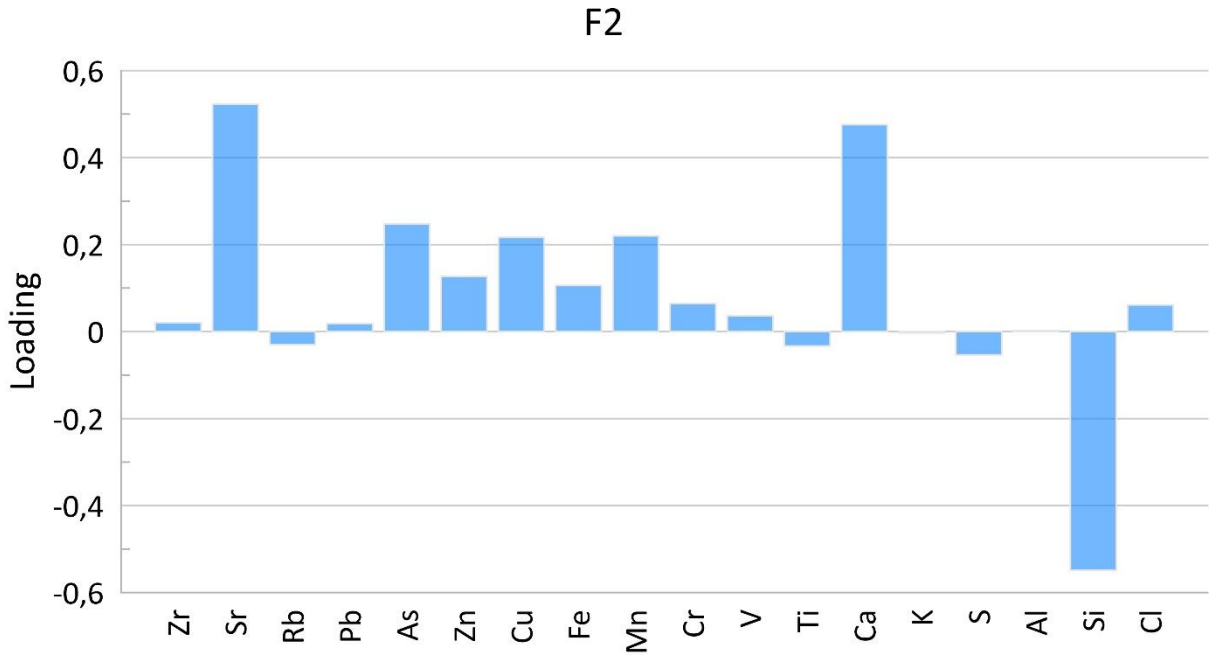


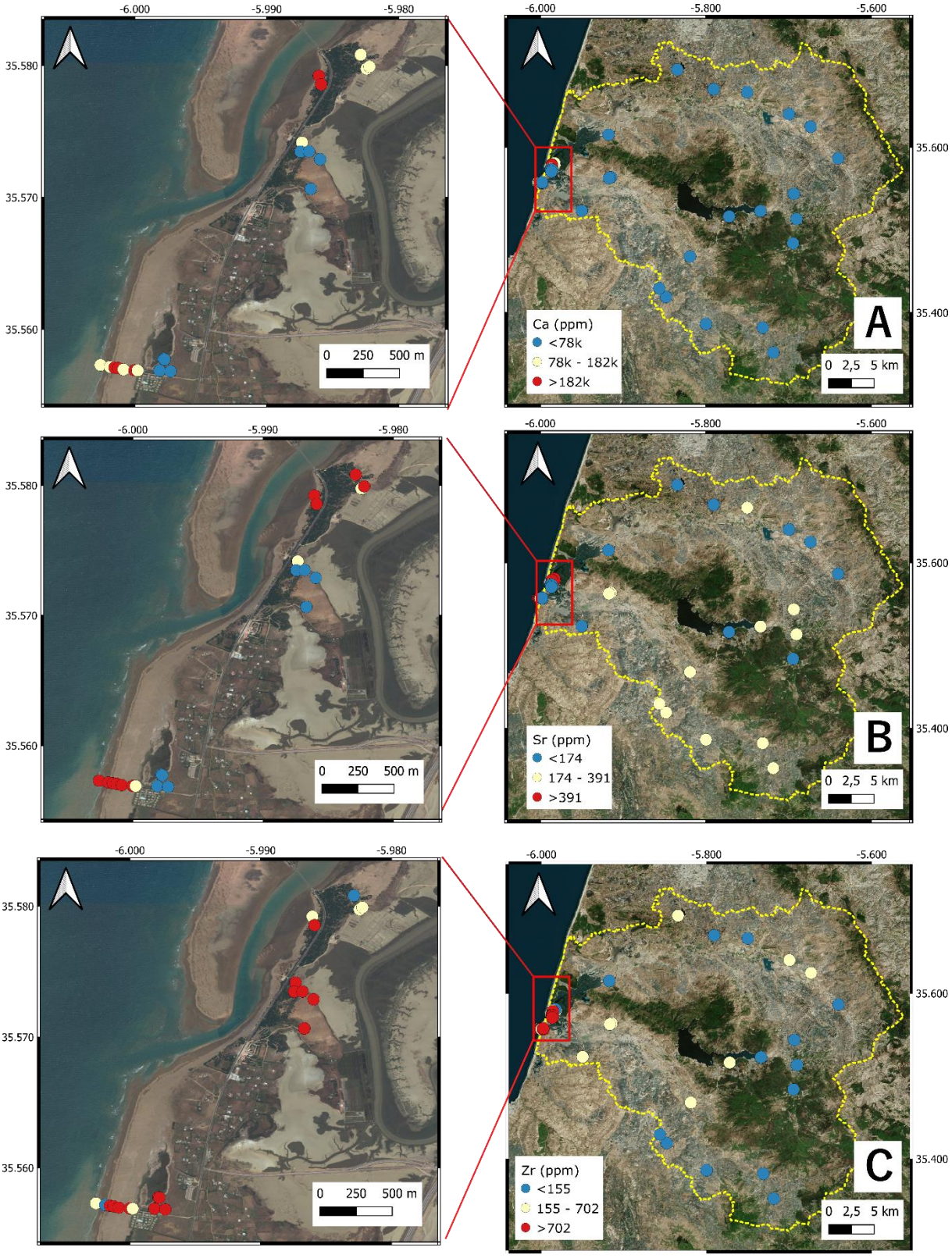
Figure IV.6 - Projections des variables sur la deuxième composante (F2). Sur l'axe des abscisses se trouve les éléments chimiques, et sur l'axe des ordonnées, les facteurs de corrélation.

Les deux composantes principales de l'ACP, F1 et F2, expliquent respectivement 51,52 % et 15,41 % de la variance totale (Figure IV.4). La Figure IV.5 montre la projection des variables initiales sur la première composante (F1). Cette dernière différencie entre deux groupes d'éléments chimiques. Le premier est positivement corrélé avec F1. Il est formé par le Cu, Ti, Mn, Fe, V, Cr, Zn, Pb, Al, K et Rb. Le deuxième groupe d'éléments chimiques est anti-corrélé avec le premier. Il est composé par le Sr, Ca, As, Zr, Cl, S, P et Si. La Figure IV.6 présente la projection des variables sur la deuxième composante (F2). On constate une bonne projection de la part du Ca et Sr sur la partie positive de la composante. Le Si est anti-corrélé avec le Ca et le Sr. La projection des autres variables sur la composante F2 est très faible.

À travers la Figure IV.3, nous constatons que la première composante de l'ACP (F1) sépare les sédiments de surface en fonction de leurs granulométries. Les échantillons positionnés sur le côté positif de l'axe, représentent les sédiments fins prélevés sur le bassin-versant. Ils sont mieux caractérisés par des éléments chimiques terrigènes, tels que le Fe, Rb, Ti et Al. Ceci est expliqué par la nature silico-clastique des roches qui composent le bassin-versant (Durand-Delga & Kornprobst, 1985 ; Figure IV.7). Ceci est en accord avec des analyses de minéraux argileux réalisées par Ouid Baba (1988) sur des sédiments de surface collectés sur la partie vasière de l'estuaire de Tahaddart. L'auteur décrit une dominance de la kaolinite et de l'illite, qui représentent une source pour le Fe, Al, Ti, K et Mn. La fraction pélitique et argileuse représente également un support préférentiel sur lequel les éléments en traces, tels que le Rb, Pb, Cu, V, Cr et Zn, sont adsorbés (Ouid Baba, 1988). Par exemple, le Rb se trouve principalement dispersé dans les minéraux contenant du K, tels que la biotite, la muscovite, le feldspath et l'illite (Croudace et al., 2006). Les échantillons situés sur le côté négatif de la première composante (F1) représentent les sédiments collectés sur la partie plage et cordon dunaire. Ces derniers sont caractérisés par une granulométrie principalement sableuse, et sont associés au Zr, Sr, Ca, As, Si, Cl et S (Figure IV.3). Le Zr est lié à la présence de minéraux de zircon ($ZrSiO_4$) dans le sédiment. Achab (2011) et El Talibi et al. (2016) avaient mentionné la présence de ce minéral dans des échantillons de sable collectés sur la plage de Tahaddart. Le Ca et Sr sont attribués aux débris de coquilles carbonatés présents dans le sédiment. La corrélation positive entre le Sr et le Ca confirme l'origine biogène des carbonates (Croudace and Rothwell, 2015). L'arsenic peut être associé à la pyrite détritique (Thomson et al., 2006). Le silicium est relié à la présence de grains de quartz, qui sont très dominants dans les sédiments côtiers (Achab, 2011; El Talibi et al., 2016). Le Soufre et le chlore sont probablement liés à la

présence de cristaux de gypse et de sel. Le S pourrait être lié également à la présence de pyrites authigènes.

La deuxième composante (F2) sépare les échantillons en fonction de leurs richesses en carbonates. À partir de la Figure IV.3, on peut voir que les sédiments côtiers sont séparés en deux sous-groupes. Le premier situé sur la partie positive de l'axe. Il est riche en Ca et Sr, et représente les sédiments prélevés sur la partie plage de l'estuaire. Le deuxième sous-groupe, qui est situé sur la partie négative de l'axe, est appauvri en Ca et Sr. Il regroupe les échantillons collectés sur le cordon dunaire. En effet, l'absence de la fraction carbonatée dans les sédiments dunaires a entraîné systématiquement une augmentation relative du pourcentage du quartz dans ces derniers. C'est pour cette raison que le Si apparaît comme un élément discriminant pour ce deuxième sous-groupe (Figure IV.3).


-6.000
-5.990
-5.980
35.580
35.570
35.560
0 250 500 m
-6.000
-5.800
-5.600
35.600
35.400
Ca (ppm)
<78k
78k - 182k
>182k
A
0 2,5 5 km
Sr (ppm)
<174
174 - 391
>391
B
Zr (ppm)
<155
155 - 702
>702
C

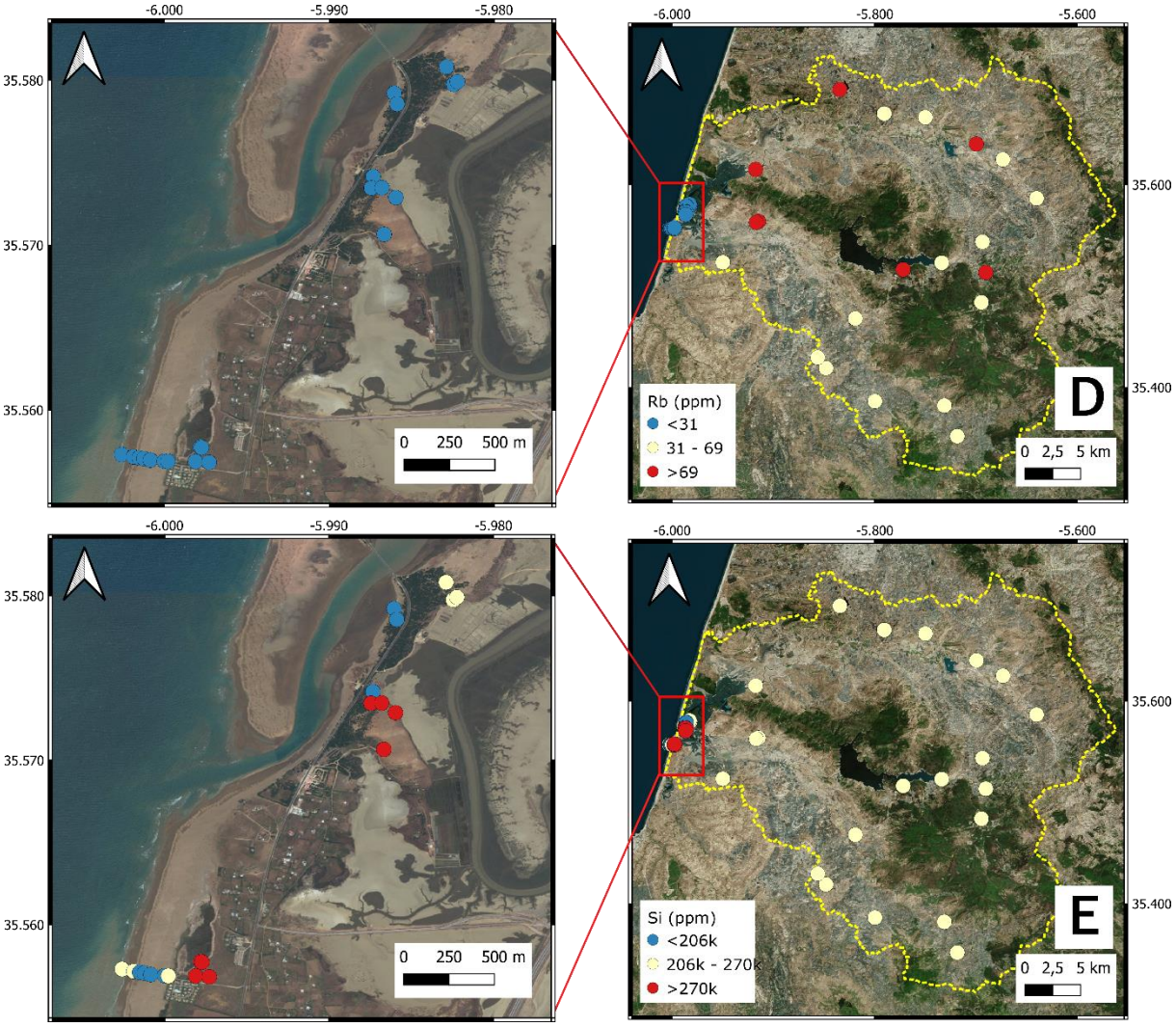


Figure IV.7 : cartes des concentrations du calcium (A), strontium (B), zirconium (C), rubidium (D) et silicium (E) autour de l'estuaire de Tahaddart.

IV.1.2 Granulométrie

L'analyse granulométrique des sédiments de surface montre un contraste entre les sédiments côtiers et ceux de la vasière (échantillons collectés au sommet des carottes). Le premier est formé par du sable pur (80-100 %), fin à moyen (Moyenne 150-300 µm). Ce sont des sables modérément bien classés, avec une asymétrie vers les très grossiers (valeurs négatives). La classe modale est située autour de 250 µm (Figure IV.8). Les courbes de fréquence sont très leptokurtique (>7,40). Ces données sont en accord avec des mesures granulométriques effectuées par Achab (2011) sur des sédiments collectés à partir de la plage de Tahaddart. La partie vasière de l'estuaire, quant à elle, est caractérisée par des sédiments silteux argileux (Moyenne de 6-7 µm ; Figure IV.8). L'indice de tri indique un sédiment faiblement trié (So = 3-4). Les résultats des analyses sont présents dans la partie annexe du manuscrit.

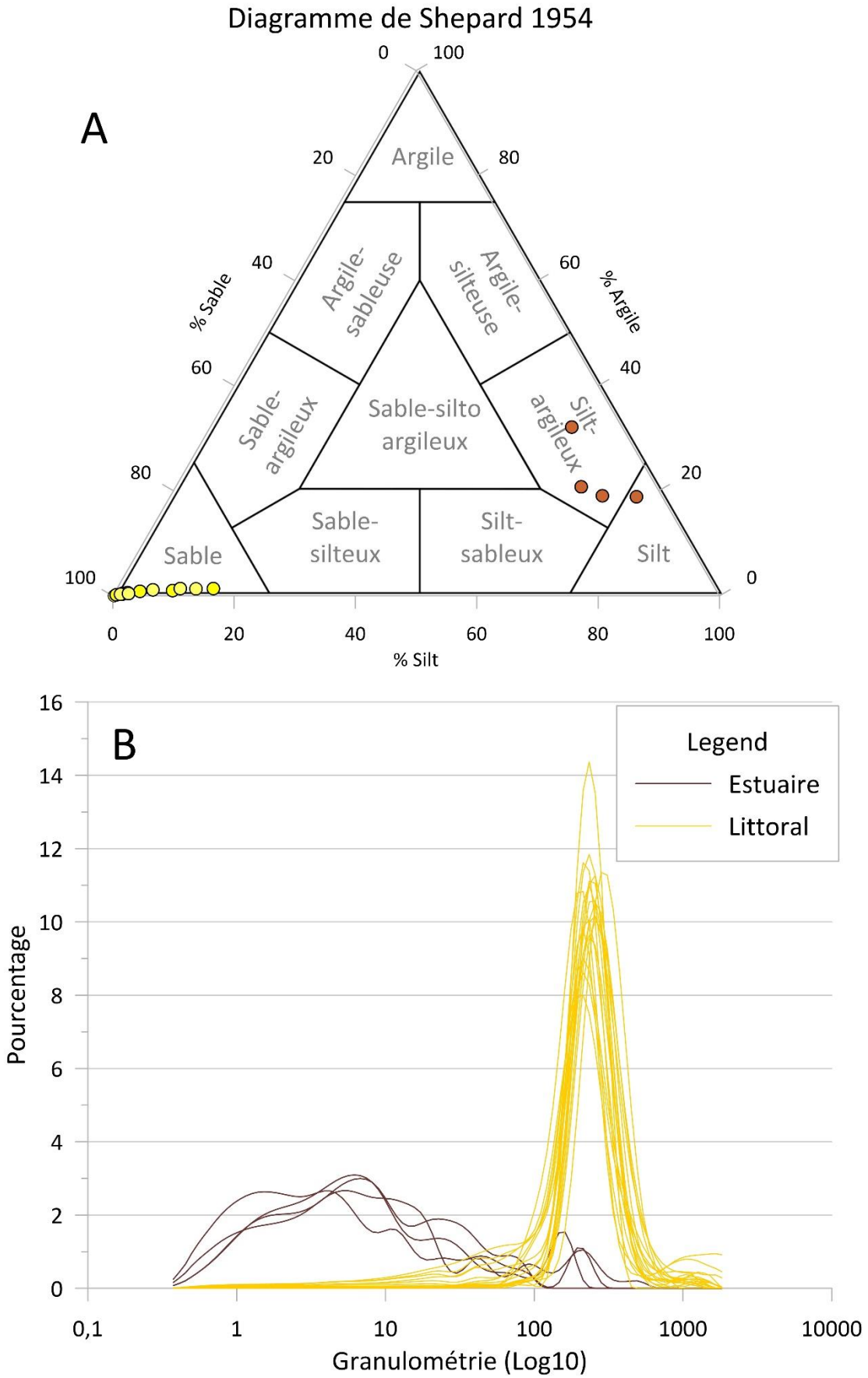


Figure IV.8 : A : représentation des échantillons de surface sur le diagramme de Shepard 1957. B : Courbes de fréquence des échantillons de surface.

IV.1.3 Faunes modernes des foraminifères benthiques

L'étude micropaléontologique de Pascual et al. (2007) a révélé les principales espèces de foraminifères benthiques occupant actuellement l'estuaire de Tahaddart. Ces auteurs ont utilisé des sédiments de surface collectés à différentes distances par rapport à la ligne de côte, en allant de l'embouchure du fleuve Tahaddart jusqu'à la partir interne de l'estuaire. Jusqu'à présent, le contenu des sédiments de plage en foraminifère n'a pas encore été investigué. Pour cette raison, trois échantillons de surface, localisés sur la partie plage de l'estuaire (L1, L7 et L10), ont fait l'objet d'une analyse microfaunistique afin de déterminer les assemblages de foraminifère qui dominent dans cet espace.

Les trois échantillons étudiés (L1, L7 et L10) montrent une forte abondance des foraminifères benthiques et planctoniques. Les formes benthiques sont principalement d'origine marine, avec une abondance entre 200 et 600 ind/g (Figure IV.9). On retrouve comme espèce majeure (> 10 % dans au moins une des stations), *Ammonia beccarii* (Moyenne = 22 % ; min et max = 21-25 %), *Quinqueloculina* sp. (19 % ; 13-25 %), *Cibicides pachyderma* (10 % ; 7-14 %) et *Bulimina gibba* (7 % ; 4-10 %). Comme espèces secondaires (5-10 % dans au moins une des stations), nous avons *Cassidulina laevigata* (6 % ; 5-7 %), *Lobatula lobatula* (8 % ; 7-9 %), *Elphidium* sp. (4 % ; 3-8 %), *Elphidium crispum* (3 % ; 2-5 %) et *Uvigerina* sp. (5 % ; 2-7 %). Les foraminifères planctoniques ont une abondance entre 400 et 1 200 ind/g. Leurs écologies n'ont pas été traitées au cours de cette étude.

L'état de conservation des tests est très moyen, marqué par des processus taphonomiques très poussés. Nous avons identifié sur les tests des traces de cassures, de dissolution, d'oxydation et de bioérosion, ce qui complique, dans certains cas, l'identification des individus à l'échelle de l'espèce.

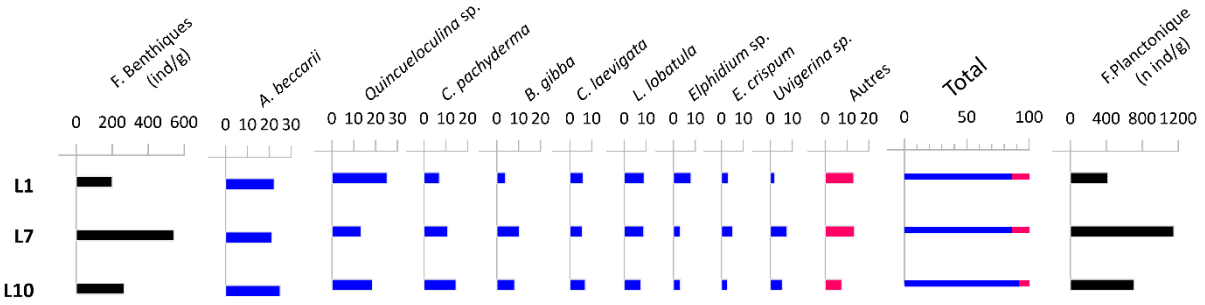
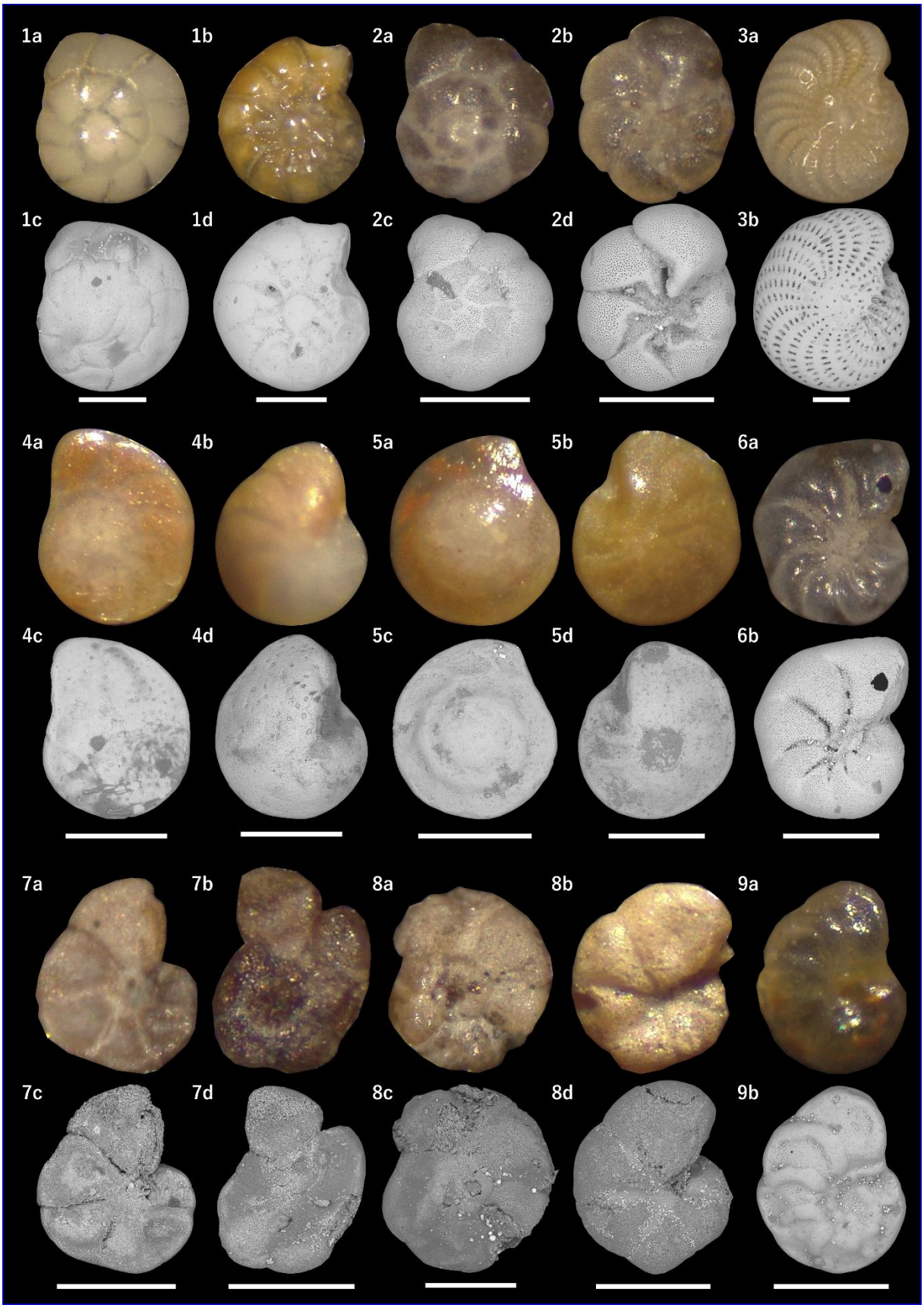
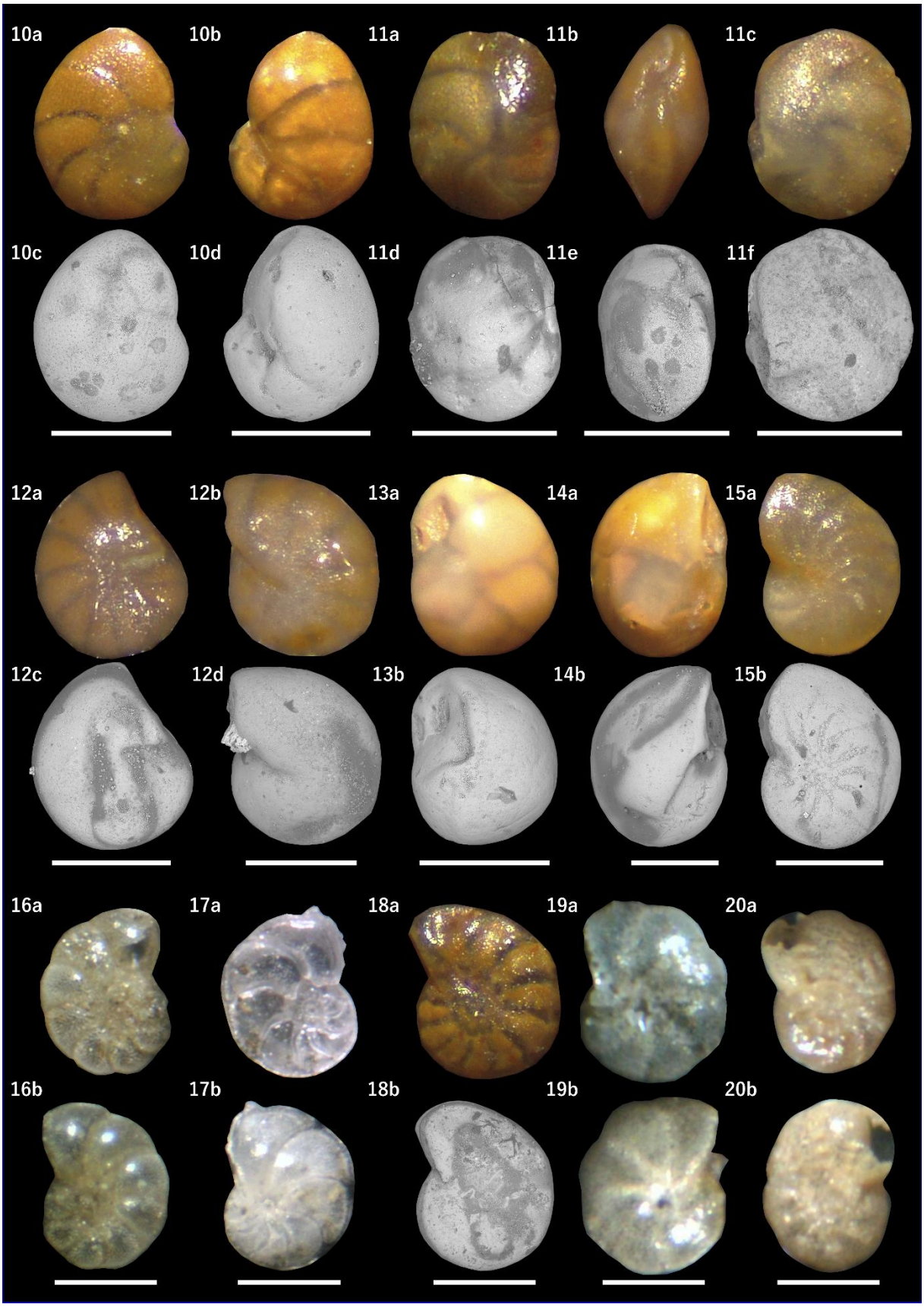
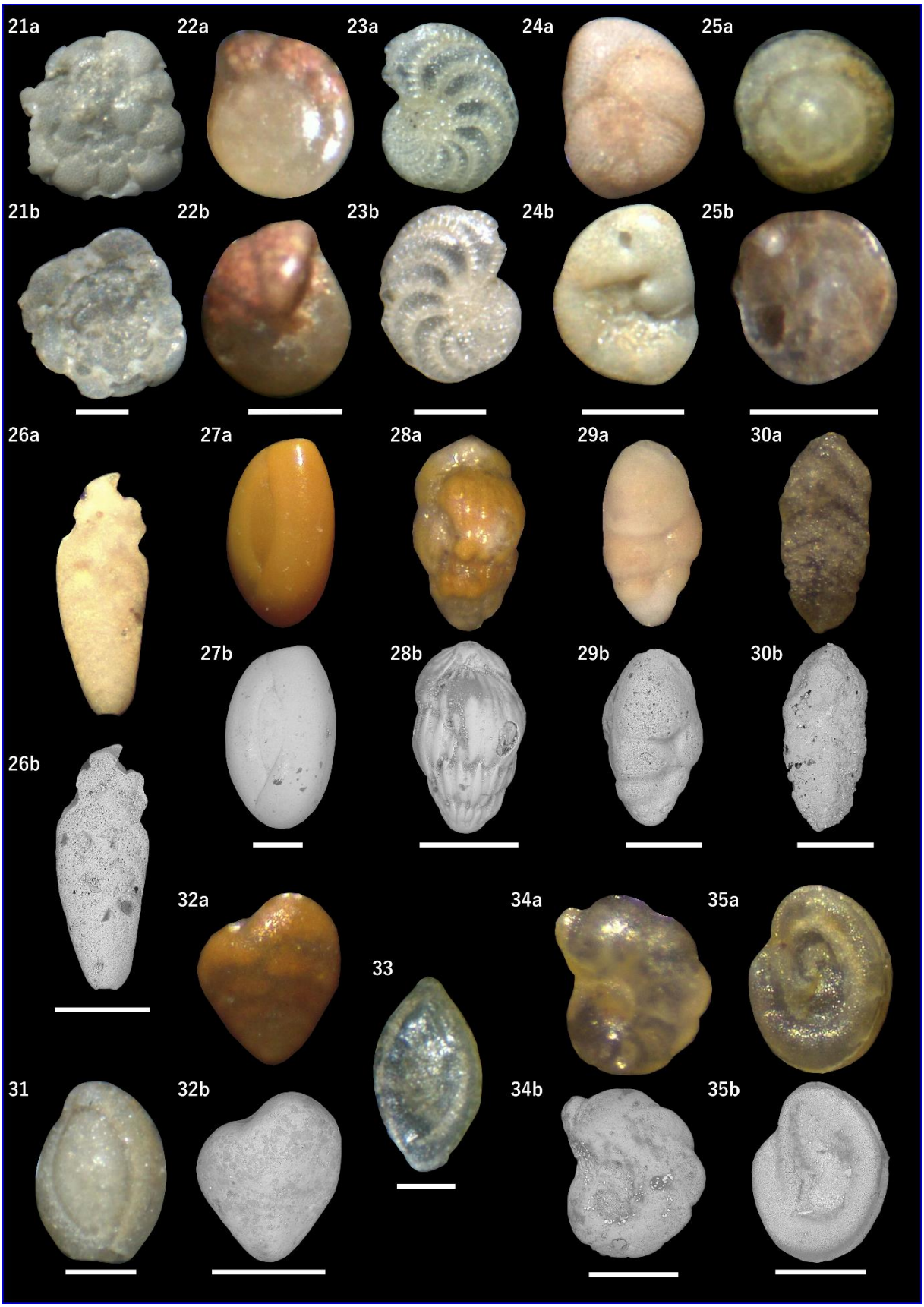


Figure IV.9 : pourcentage relatif des foraminifères benthiques présents dans les échantillons de surface collectés sur la plage de Tahaddart (L1, L7 et L10). En couleur bleue les espèces avec un pourcentage relatif supérieur à 5 % dans au moins un échantillon. En rouge les espèces avec un pourcentage relatif inférieur à 5 % sur l'ensemble des échantillons. En noir l'abondance des foraminifères benthiques et planctoniques.


1a
1b
2a
2b
3a
1c
1d
2c
2d
3b
4a
4b
5a
5b
6a
4c
4d
5c
5d
6b
7a
7b
8a
8b
9a
7c
7d
8c
8d
9b


10a
10b
11a
11b
11c
10c
10d
11d
11e
11f
12a
12b
13a
14a
15a
12c
12d
13b
14b
15b
16a
17a
18a
19a
20a
16b
17b
18b
19b
20b


21a
22a
23a
24a
25a
21b
22b
23b
24b
25b
26a
27a
28a
29a
30a
27b
28b
29b
30b
26b
32a
33
34a
35a
31
32b
34b
35b

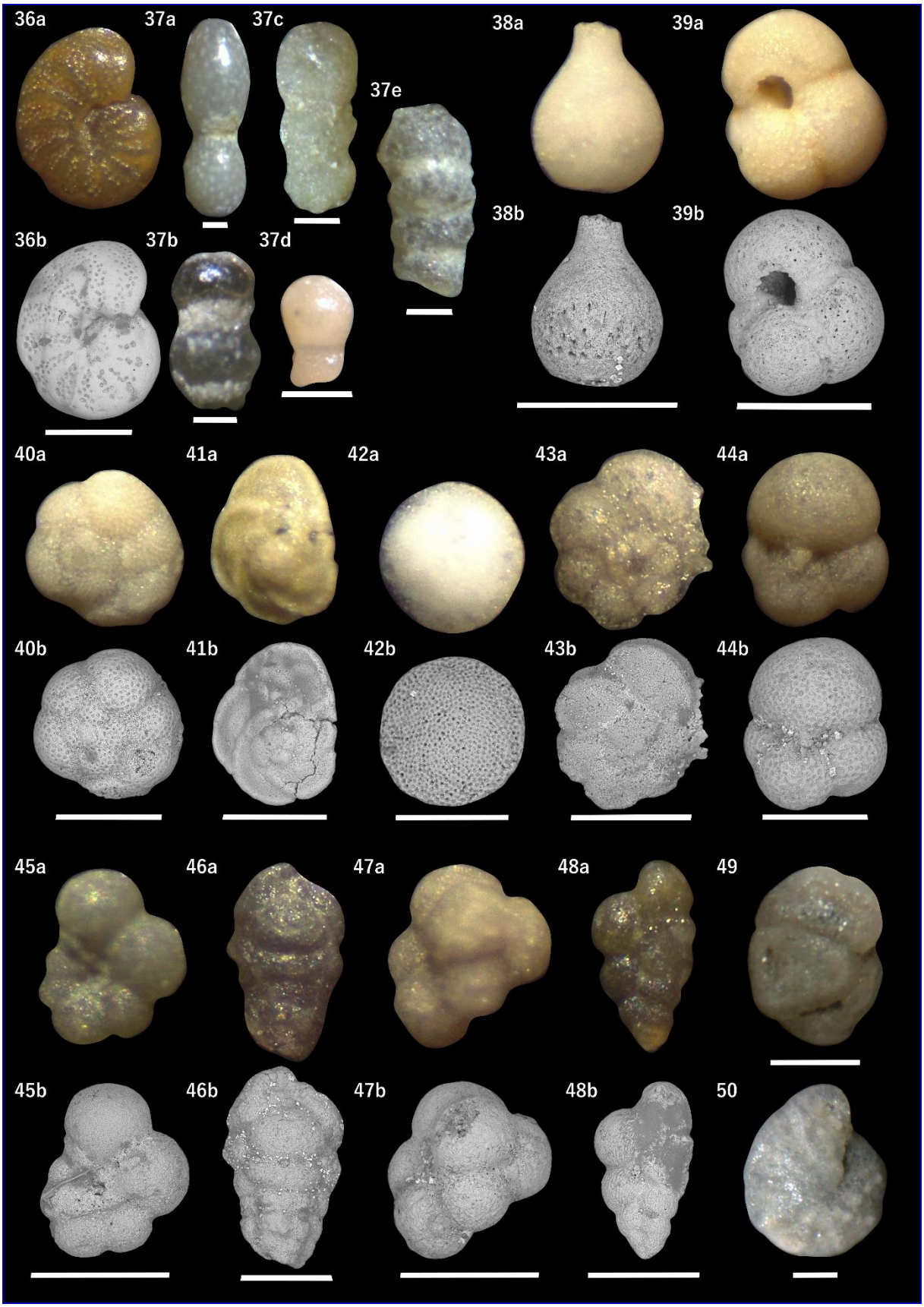


Figure IV.10 - Photos à la lumière naturelle et au MEB des foraminifères trouvés dans les échantillons de surface (1, 7 et 10) et les carottes TAH17-1, TAH17-5, TAH17-4 et TAH17-3. L'identification des espèces reste approximative étant donné l'état de conservation des coquilles. L'échelle correspond à 200 µm. 1 : *Ammonia*

beccarii (Linnaeus, 1758), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 2 : *Ammonia tepida* (Cushman, 1926), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 3 : *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758), a- image naturelle, b- image MEB ; 4 : *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob, 1798), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 5 : *Cibicides pachyderma* (Rzehak, 1886), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 6 : *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840), a- image naturelle, b- image MEB ; 7 : *Entzia macrescens* (Brady, 1870), phase 1 (a- image naturelle, c- image MEB), phase 2 (b- image naturelle, d- image MEB) ; 8 : *Trochammina inflata* (Montagu, 1808), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 9 : *Hyaline* sp. (Hofker, 1951), a- image naturelle, b- image MEB ; 10 : *Valvulineria* sp. (Cushman, 1926), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase umbilical (b- image naturelle, d- image MEB) ; 11 : *Cassidulina laevigata* (Orbigny, 1826), phase 1 (a- image naturelle, d- image MEB), phase latérale (b- image naturelle, e- image MEB), phase 2 (c- image naturelle, f- image MEB) ; 12 : *Nonion* sp. (Montfort, 1808), phase spirale (a- image naturelle, c- image MEB), phase ombilicale (b- image naturelle, d- image MEB) ; 13 : *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881), a- image naturelle, b- image MEB ; 14 : *Lenticulina gibba* (d'Orbigny, 1839), a- image naturelle, b- image MEB ; 15 : *Nonion faba* (Fichtel & Moll, 1798), a- image naturelle, b- image MEB ; 16 : *Elphidium incertum* (Williamson, 1858), phase 1 (a- image naturelle), phase 2 (image naturelle) ; 17 : *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny, 1839), phase spirale (a- image naturelle), phase ombilicale (image naturelle) ; 18 : *Hyalinea balthica* (Schröter, 1783), a- image naturelle, b- image MEB ; 19 : *Cribroelphidium albiumbilicatum* ? (Weiss, 1954), phase 1 (a- image naturelle), phase 2 (image naturelle) ; 20 : *Elphidium oceanense* (d'Orbigny in Fornasini, 1904), phase 1 (a- image naturelle), phase 2 (image naturelle) ; 21 : *Planorbulina mediterranensis* (Orbigny, 1826), phase 1 (a- image naturelle), phase 2 (image naturelle) ; 22 : *Gyroidina orbicularis* (Orbigny in Parker, Jones & Brady, 1865), phase spirale (a- image naturelle), phase ombilicale (image naturelle) ; 23 : *Elphidium lessonii* (Orbigny, 1839), phase 1 (a- image naturelle), phase 2 (image naturelle) ; 24 : *Rosalina globularis* (Orbigny, 1826), phase spirale (a- image naturelle), phase umbilical (image naturelle) ; 25 : *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858), phase spirale (a- image naturelle), phase umbilical (image naturelle) ; 26 : *Bolivina* sp. (Orbigny, 1839), a- image naturelle, b- image MEB ; 27 : *Quinqueloculina* sp. (Linnaeus, 1758), a- image naturelle, b- image MEB ; 28 : *Uvigerina* sp. (Orbigny, 1826), a- image naturelle, b- image MEB ; 29 : *Bulimina gibba* (Fornasini, 1902), a- image naturelle, b- image MEB ; 30 : *Textularia* sp. (Defrance, 1824), a- image naturelle, b- image MEB ; 31 : *Miliammina* sp. ? (Heron-Allen & Earland, 1930), a- image naturelle ; 32 : *Textularia pseudogramen*? (Chapman & Parr, 1937), a- image naturelle, b- image MEB ; 33 : *Rzehakina* sp. (Cushman, 1927), image naturelle ; 34 : Indet sp. 1, a- image naturelle, b- image MEB ; 35 : *Glomospira* sp. (Rzehak, 1885), a- image naturelle, b- image MEB ; 36 : *Cibidoides* sp. ?, a- image naturelle, b- image MEB ; 37 : *Stilostomella* sp. (Guppy, 1894), a, b, c, d, e- image naturelle ; 38 : *Lagena* sp. (Walker & Jacob, 1798), a- image naturelle, b- image MEB ; 39 : *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 40 : *Paragloborotalia* sp. ? (Cifelli, 1982 F. planctonique) a- image naturelle, b- image MEB ; 41 : *Globorotalia menardii* ? (Orbigny in Parker, Jones & Brady, 1865 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 42 : *Orbulina universa* (Orbigny, 1839 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 43 : *Globotruncana linneiana* ? (Orbigny, 1839 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 44 : *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 45 : *Hastigerina pelagica* ? (Orbigny, 1839 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 46 : *Verneuilinulla propinqua* ? (Brady, 1884 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 47 : *Globigerinita uvula* (Ehrenberg, 1861 ; F. planctonique), a- image naturelle, b- image MEB ; 48 : *Heterohelix* sp. (Ehrenberg, 1843 ; F. planctonique) ; a- image naturelle, b- image MEB ; 49 : Indet sp. 2, image naturelle ; 50 : Indet sp. 3, image naturelle.

IV.2 Descriptions des carottes sedimentaires

La description des carottes consiste à identifier les principaux faciès dans chacune d'entre elles, en se basant sur les caractéristiques visuelles du sédiment (couleur, texture…), associée aux mesures granulométriques, géochimiques (éléments XRF, $CaCO_3$ et matière organique) et microfaunistiques de foraminifères.

Les mesures pXRF réalisées sur les quatre carottes ont permis de détecter 25 éléments chimiques (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Br, Rb, Sr, Y, Zr, La, Ta, Bi) dont six ont été pris en considération dans la description des carottes (Rb, Sr, Ca, Zr, Si, Cl

et S). Ces éléments ont été sélectionnés en prenant en considération la géochimie des sédiments de surface. Le Rb représente les sédiments fins provenant du bassin-versant. Le Ca et Sr sont utilisés pour détecter la présence de carbonate dans le sédiment. Le Zr est un indicateur de minéraux lourds. Le S et le Cl sont des bons indicateurs des environnements côtiers riches en matière organique. Étant donné que les mesures pXRF sont sensibles aux variations de granulométrie observées sur les carottes, nous avons normalisé l'ensemble des éléments chimiques par rapport au Rb, selon les recommandations de Davies et al. (2015). Les résultats sont présentés dans les Figures IV.13, IV.17, IV.21 et IV25.

Un total de 50 espèces a été identifié sur l'ensemble des carottes à travers les analyses des foraminifères. Seules les espèces avec un pourcentage relatif supérieur à 5 %, dans au moins un échantillon, sont présentées dans les Figures IV.14, IV.18, IV.22 et IV.26. Selon les travaux de Mathieu (1986) et Pascual et al. (2007), les espèces ont été regroupées selon leurs environnements de vie, en espèces estuariennes (*Ammonia tepida, Entzia macrescens, Trochammina inflata, Haynesina germanica, Cribroelphidium albiumbilicatum, Elphidium oceanense, Elphidum incertum*) et marines (*Ammonia beccarii, Quinqueloculina* sp., *Cibicides pachyderma, Elphidium* sp., *Elphidium crispum, Cassidulina laevigata, Lobatula lobatula, Bulimina gibba, Verneuilinulla propinqua, Textularia* sp., *Stilostomella* sp., *Uvigerina* sp., *Hyalinea balthica, Eponides repandus, Glomospira* sp., *Nonion faba et Valvulineria bradyana ;* Figure IV.10). Le reste des espèces, avec un pourcentage relatif inférieur à 5 % sur l'ensemble des échantillons, est mis dans un troisième groupe nommé « autres espèces ». Les Figures IV.14, IV.18, IV.22 et IV.26 présentent également l'abondance des foraminifères planctoniques et benthiques (ind/g).

IV.2.1 Carotte TAH17-1

La TAH17-1 mesure cinq mètres de long. C'est la carotte la plus proche de la ligne de côte (environ 800 m), située directement derrière le cordon dunaire. TAH17-1 est composée de quatre faciès :

IV.2.1.1 Faciès 1-1 (500-167 cm)

Le faciès 1-1 peut être subdivisé en trois parties. La première est située entre 500-490 cm, elle est composée de petits graviers polygéniques émoussés (0,5-1 cm), incorporés dans une matrice de sable grossier coquillé, de couleur rouge jaunâtre (Hue 5YR 5/6 ; Figures IV.11 et IV.12). L'analyse granulométrique de la matrice montre une dominance de la fraction sableuse jusqu'à 90-95 %, avec une légère présence des sédiments fins à hauteur de 5-10 %. Sa moyenne

granulométrique est de 350 µm, et l'indice de tri indique un sédiment mal classé (So = 2-4). La deuxième partie est située entre 490 et 245 cm. Elle est composée de sédiments sableux à sable-silteux coquillés, de couleur brune jaunâtre clair (2.5Y 6/4 ; Moyenne = 300 µm ; Figures IV.11 et IV.12). La fraction carbonatée est formée par des petits débris de coquilles marines, tels que *Bittium reticulatum* et *Cerastoderma* sp. Des structures sédimentaires de type rip-up clasts, sont visibles à environ 325 (dimensions variables) et 250 cm (2,5 × 3,5 cm). L'indice de tri considère cette partie comme moyennement bien classé (So = 2). La troisième partie du faciès, localisée sur les derniers 45 cm, est composée de sédiments silto-sableux très mal classés, de couleur brune grisâtre (2.5Y 4/2 ; Moyenne = 10 µm ; So = 3-5). Malgré la présence de sédiments fins, le pourcentage de sable reste supérieur à 70 %.

Ces trois parties sont également visibles sur les courbes géochimiques. Les concentrations normalisées de Ca et de Sr sont élevées sur la première partie de ce faciès puis diminuent progressivement vers le sommet. Le Zr par contre est faible sur la base du faciès, puis augmente entre 490 et 245 cm, et finit par baisser sur les derniers 45 cm. Le Si est plus stable sur la première et deuxième partie de ce faciès, mais diminue vers le sommet. Les concentrations de Cl et de S sont faibles sur la majorité de ce faciès à l'exception des niveaux riches en rip-up clasts et sur les derniers 45 centimètres.

Le contenu de ce faciès en foraminifère n'a pas été investigué sur sa partie basale à cause de sa granulométrie très grossière. Sur la deuxième partie du faciès, le nombre de tests est autour de 200-250 ind/g, avec des valeurs maximales de 350 ind/g, enregistré sur les échantillons P317 et P297. L'assemblage est dominé principalement par *Ammonia beccarii* (Moyenne = 25 % ; limites = entre 7 et 42 %) et *Quinqueloculina* sp. (16 % ; 0-26 %) comme espèces majeures, et *Cibicides pachyderma* (6 % ; 0-12 %) et *Elphidium crispum* (8 % ; 2-12 %) comme espèces secondaires. Les formes planctoniques de foraminifères sont présentes à hauteur de 100 ind/g, à l'exception des 3 échantillons P317, P297 et P277, où l'abondance augmente jusqu'à 350-400 ind/g. La troisième partie du faciès est caractérisée par une réduction de l'abondance des espèces marines, et la présence de foraminifères estuariens (échantillons P137 et P210), à hauteur de 50 %, représentée par *Ammonia tepida* et *haynsina germanica.*

IV.2.1.2 Faciès 1-2 (167-115 cm)

Le faciès 1-2 est formé par une alternance de couches sableuses et silto-sableuses de couleur brune grisâtre foncée (2.5Y 4/2 ; Moyenne : 200-250 µm ; Figures IV.11 et IV.12). La partie basale de ce faciès, entre 245 et 133 cm, semble avoir été affectée par des processus de

bioturbation, ce qui y a fait perdre au sédiment sa structure d'origine. Les derniers 20 centimètres n'ont pas été touchés par ces processus. Néanmoins, ils ont été déformés sur les bords à cause du frottement du sédiment sur les parois internes du tube PVC, durant le carottage. L'indice de tri indique un sédiment très mal classé (So = 4-8). La matière organique est présente dans le sédiment sous forme de débris finement dissimulés.

L'augmentation des apports en sédiments fins dans cet intervalle, est traduite du point de vue géochimique par une élévation de la concentration du Rb, qui passe progressivement de 10 à 60 ppm (Figure IV.13). On constate que les niveaux sableux sont marqués par de légers pics sur les courbes de Ca/Rb, Zr/Rb et Sr/Rb. Les profils de Cl/Rb et S/Rb, affichent des valeurs très importantes, probablement provoqués par la présence de la matière organique dans le sédiment.

Le nombre de tests des foraminifères benthiques descend en dessous des 50 ind/g (Figure IV.14). Le pourcentage des espèces estuariennes diminue de 50 à 20-30 %. L'assemblage est dominé par *Ammonia tepida* (8 % ; 0-19 %) et *Haynesina germanica* (4 % ; 0-20 %) comme espèces dominantes sur la partie basale (entre 250 et 145 cm), qui seront remplacées vers le sommet par *Entzia macrescens* (3 % ; 0-13 %) et *Trochammina inflata* (3 % ; 0-16 %). Le pourcentage des espèces marines reste très important, surtout sur la partie sommitale du faciès. L'espèce *Quinqueloculina* sp. (1 % ; 0-5 %) sera remplacée par *Bulimina gibba* (14 % ; 5-28 %). *Ammonia beccarii* maintient un pourcentage stable autour de 20 %. À cause des processus de bioturbations, il est difficile de faire la différence entre les niveaux sableux et vaseux de point de vue microfaunistique. L'abondance des foraminifères planctoniques est très fluctuante, et semble ne pas avoir de relation avec la lithologie du sédiment (165 ind/g ; 15-271 ind/g).

IV.2.1.3 Faciès 1-3 (115-87 cm)

Le faciès 1-3 est séparé en deux parties (115-100 cm et 92-87 cm), en raison de la compaction qui a touché les segments 1 et 2 de la carotte (0-100 cm et 100-200 cm ; Figures IV.11 et IV.12). La structure du sédiment est chaotique, avec une granulométrie allant des argiles aux sables grossiers, marquée par la présence de quelques galets de tailles variables (entre 0,5 et 1 cm). L'indice de tri indique un sédiment très mal classé (So = 4-7). Le contact avec le faciès 1-2 est discontinu et érosif, marqué par un changement de la couleur du sédiment, qui passe rapidement du gris foncé vers du rouge jaunâtre (5YR 5/6), et également par la présence d'un rip-up clast

de couleur brune grisâtre foncée (dimensions 2,5 × 3,5 cm ; 2.5Y 4/2). Ce dernier a été probablement érodé des sédiments sous-jacents (faciès 1-2) lors de la mise en place de ce dépôt.

De point de vue géochimique, ce faciès affiche des concentrations relativement importantes en Rb, avec des valeurs entre 40 et 70 ppm (Figure IV.13). Les deux rapports, S/Rb et Cl/Rb, sont relativement faibles, comparés au faciès 1-2. Les concentrations des indicateurs marins sont de manière générale très faibles, à l'exception du Zr, qui montre une petite augmentation vers le sommet du dépôt.

Pour l'analyse des foraminifères, trois échantillons ont été collectés dans ce faciès (Figure IV.14). Les deux échantillons, situés sur la partie basale du dépôt (P106 et P109), sont dominés par *Ammonia beccarii* (17 % ; 0-30 %) et *Bulimina gibba* (16 % ; 0-34 %). Les foraminifères planctoniques sont présents dans ces deux échantillons, avec des valeurs respectives de 100 et 200 ind/g. L'échantillon situé au sommet (P92) est complètement dépourvu de foraminifères benthiques, mais contient quelques tests de foraminifères planctoniques, à hauteur de 100 ind/g.

IV.2.1.4 Faciès 1-4 (87-0 cm)

Le faciès 1-4 forme le sommet de la carotte TAH17-1. Il est composé de silts-argileux de couleur brune jaunâtre foncée (10YR 4/4 ; Moyenne = 3-7 µm ; Figures IV.11 et IV.12). L'indice de tri indique un faciès moyennement classé (So = 3). On constate la présence de quelques traces de rouille liée à des accumulations d'oxyde de fer. La concentration du Rb augmente considérablement dans ce faciès, avec des valeurs égales à 90 ppm (Figure IV.13). Pour le reste des indicateurs géochimiques, les valeurs sont très faibles. Les deux échantillons collectés dans ce faciès (P50 et P1) montrent une absence totale des foraminifères (Figure IV.14).

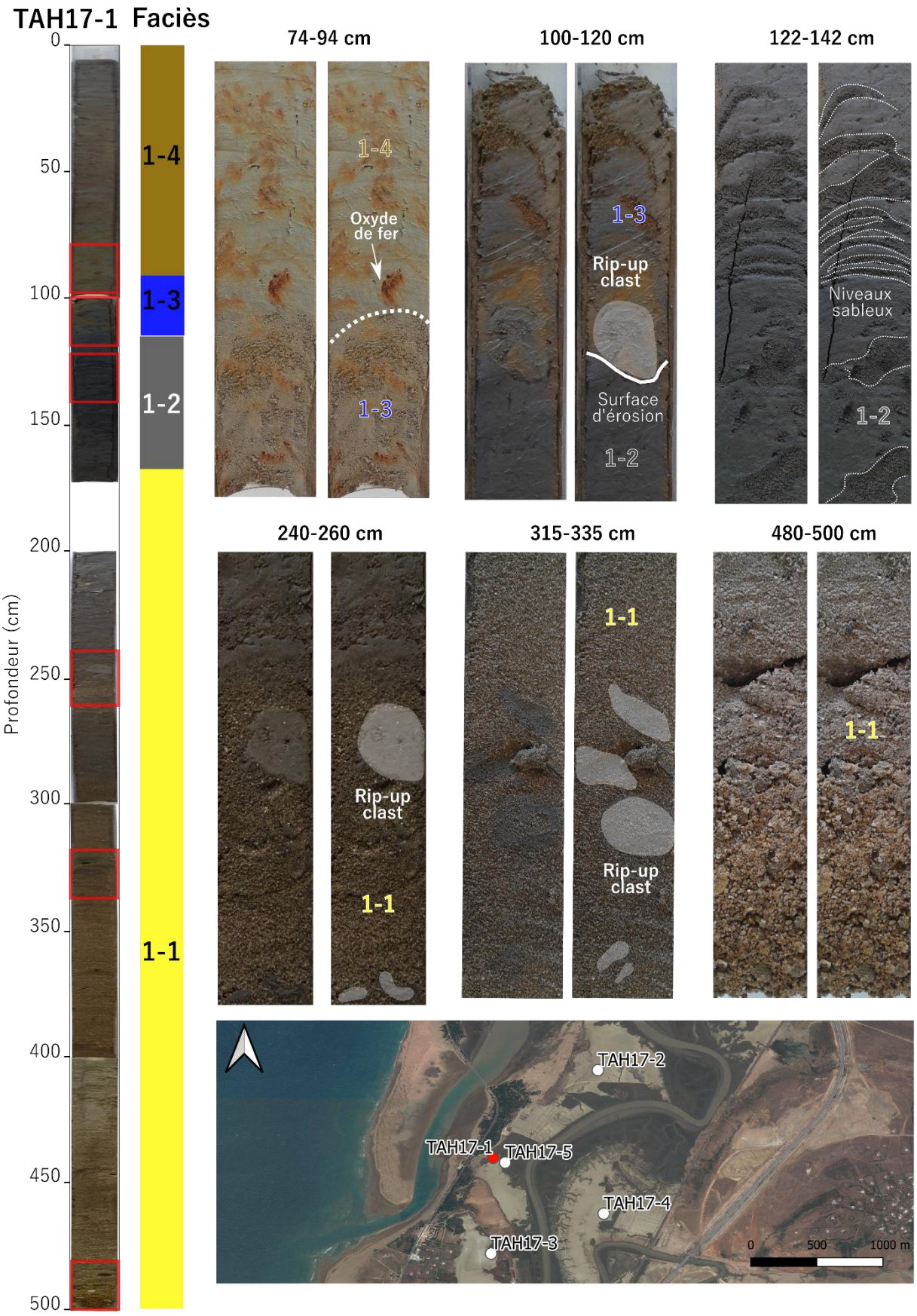


Figure IV.11 - Présentation de la carotte TAH17-1, avec photos zoomées sur quelques segments (en cadre rouge) permettant d'observer les principaux faciès.

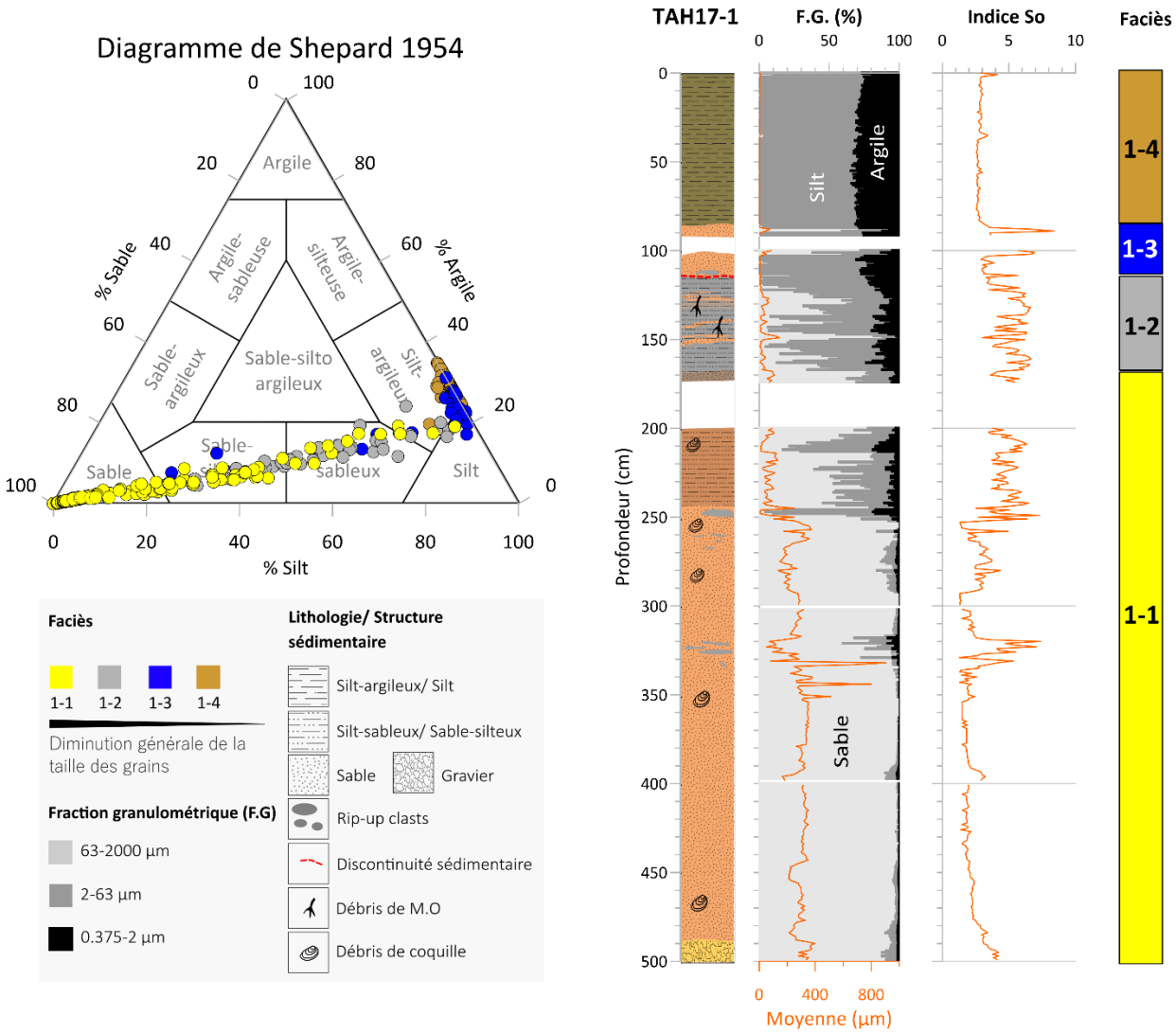


Figure IV.12 - Log schématique de la carotte TAH17-1 exposant les résultats de granulométrie (pourcentage des fractions granulométriques (F.G ; argile, silt et sable), la moyenne et l'indice de tri (So)).

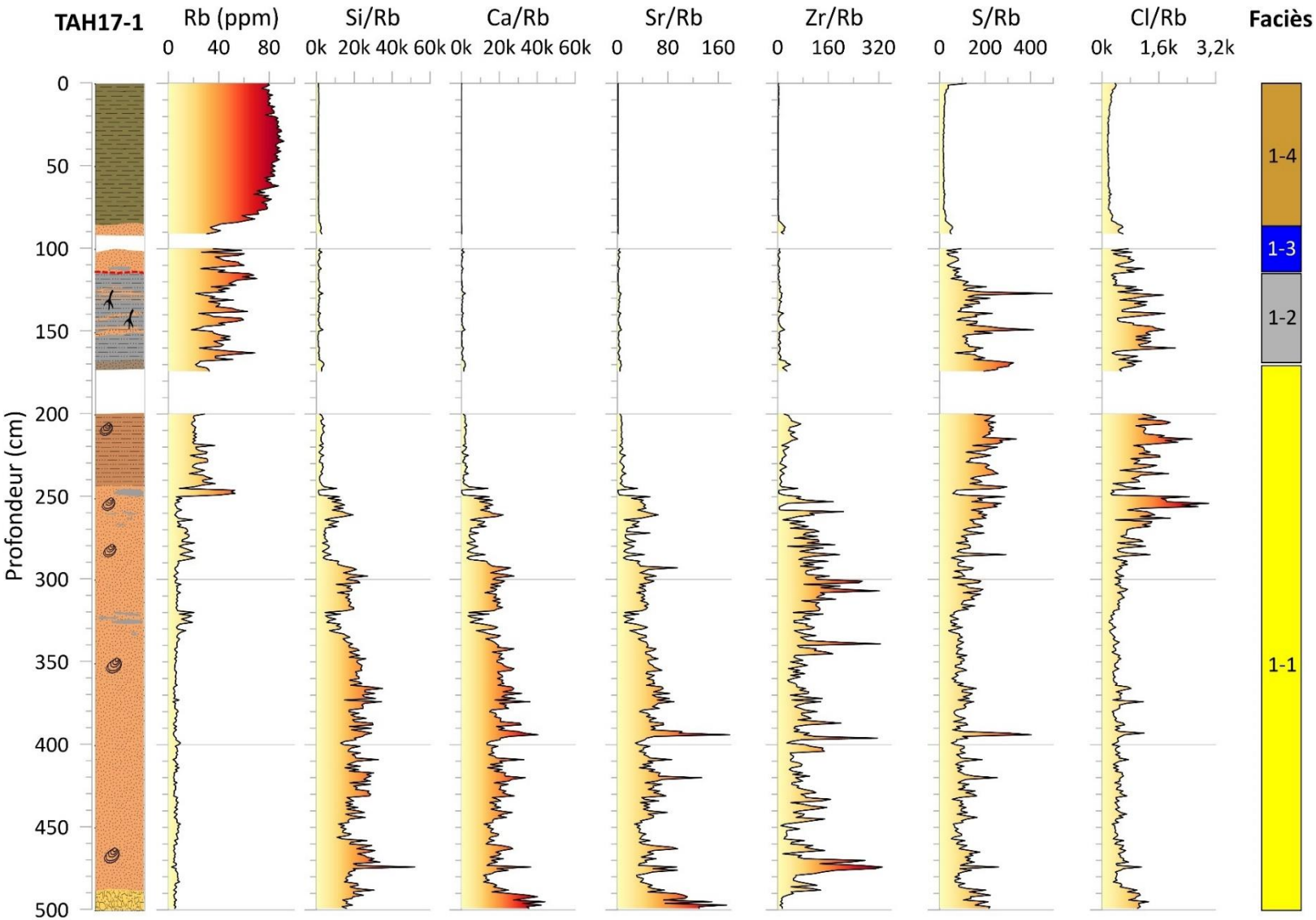


Figure IV.13 - Profils géochimiques de sept éléments chimiques le long de la carotte sédimentaire TAH17-1. Les concentrations du Ca, Sr, Zr, Cl, S sont normalisées par rapport au Rb.

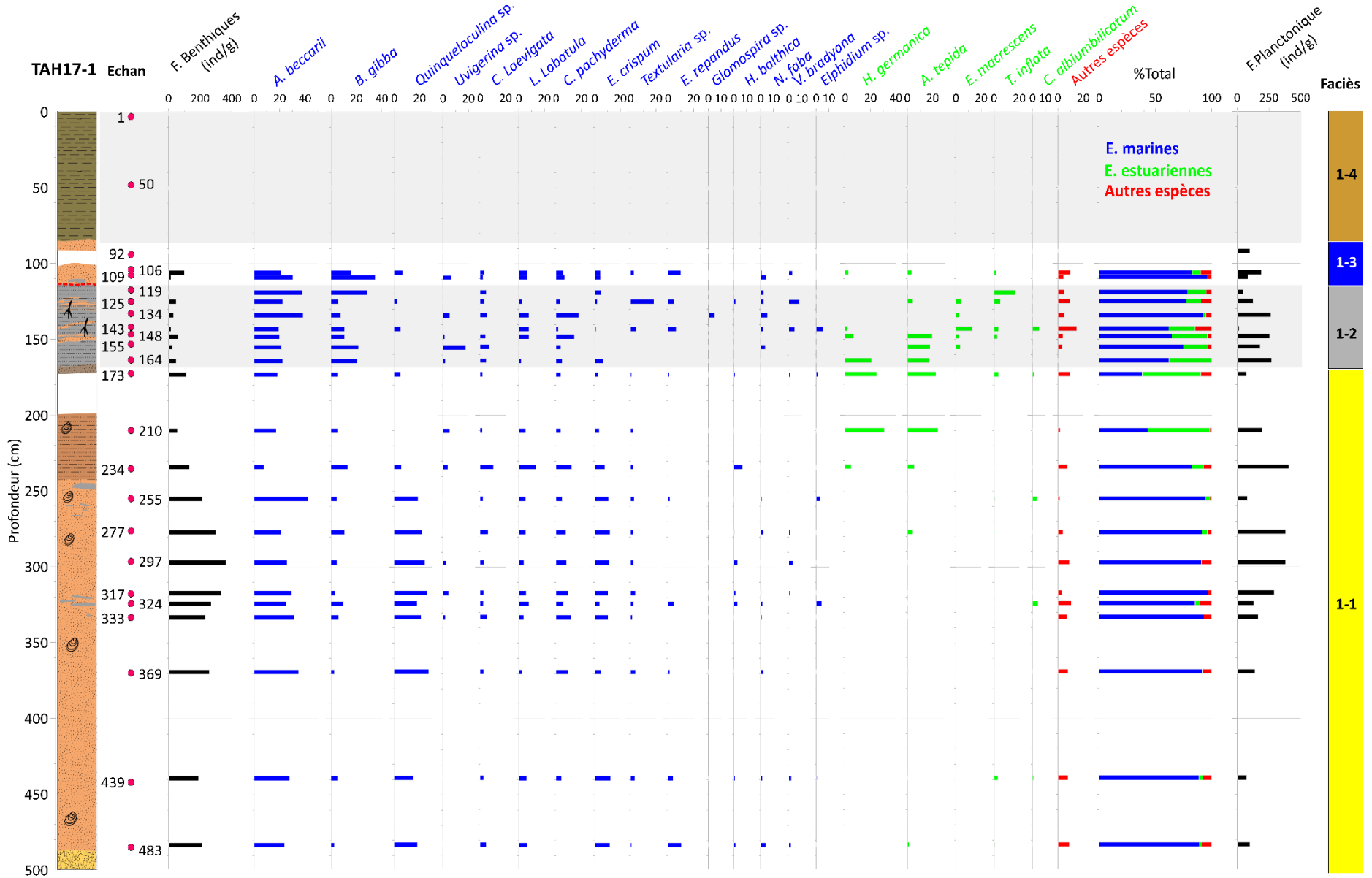

TAH17-1
Echan
F. Benthiques (ind/g)
A. beccarii
B. gibba
Quinqueloculina sp.
Uvigerina sp.
C. Laevigata
L. Lobatula
C. pachyderma
E. crispum
Textularia sp.
E. repandus
Glomospira sp.
H. balthica
N. faba
V. bradyana
Elphidium sp.
H. germanica
A. tepida
E. macrescens
T. inflata
C. albiumbilicatum
Autres espèces
%Total
F.Planctonique (ind/g)
Faciès
Profondeur (cm)
E. marines
E. estuariennes
Autres espèces
1-4
1-3
1-2
1-1

Figure IV.14 - Abondances relatives des principales (5 %) espèces de foraminifères benthiques dans la carotte TAH17-1 regroupées en espèces estuariennes et marines. Les espèces avec une abondance inférieure à 5 % sont classées dans la catégorie « autres espèces ». Les profils en noir représentent l'abondance absolue des foraminifères benthiques et planctoniques. Les cercles en rouge permettent de localiser la profondeur des échantillons investigués.

IV.2.2 Carotte TAH17-5

TAH17-5 mesure 3 m de long. Elle est située à environ 1 km de la ligne de côte. Cette carotte est composée de quatre faciès :

IV.2.2.1 Faciès 5-1 (300-154 cm)

Le faciès 5-1 occupe la partie basale de l'archive. Il est composé principalement de sédiments sableux coquillés mal classés de couleur brune jaunâtre clair (2.5Y 6/4 ; Moyenne = 280-300 µm ; So = 2-4 ; Figures IV.15 et IV.16). En termes de structures sédimentaires, nous constatons la présence de clastes d'argiles dans les niveaux 290 et 134 cm, et de mud-draps à environ 279 et 271 cm. Le sédiment est très riche en débris de bioclastes, avec des taux de carbonates entre 30 et 32 %. Le pourcentage de matière organique est faible, et ne dépasse pas les 0,05 %.

D'un point de vue géochimique, le faciès 5-1 est riche en indicateurs de sédiments marins. Les deux courbes de Ca/Rb et Sr/Rb affichent des valeurs importantes, qui sont en accord avec les mesures du $CaCO_3$. La concentration en Zr est relativement constante, avec un rapport normalisé autour de 10. L'intervalle 230-225 cm est marqué par un pic de soufre et de chlore. Un autre pic de soufre est présent sur les derniers 10 cm (156-148 cm). Les concentrations du Rb sont très faibles, avec des valeurs en dessous des 20 ppm (Figure IV.17).

Le faciès 5-1 montre une forte abondance des foraminifères benthiques marines, avec des valeurs comprises entre 150 et 500 ind/g (Figure IV.18). L'assemblage est dominé par *Ammonia beccarii* (19 % ; 16-23 %) comme espèce majeure, et *Quinqueloculina* sp. (18 % ; 15-19 %), et *Cibicides pachyderma* (13 % ; 10-17 %), *Lobatula lobatula* (9 % ; 4-12 %) et *Elphidium* sp. (7 % ; 5-9 %) comme espèces secondaires. Ce faciès montre également une importante abondance en foraminifères planctoniques (600-1250 ind/g).

IV.2.2.2 Faciès 5-2 (154-121 cm)

Le faciès 5-2 est formé par une alternance de couches de sable et de sable silteux, de couleur brune grisâtre foncée (2.5Y 4/2 ; Moyenne = 150-200 µm ; Figures IV.15 et IV.16), avec une réduction de leurs épaisseurs en allant de la base vers le sommet de ce faciès. L'indice de

tri indique un sédiment très mal classé (So = 4 – 9). Ces couches sont relativement bioturbés, et montrent des signes de déformation sur les bords à cause du carottage. Le taux de matière organique augmente de la base (0,1 %) vers le sommet (0,25 %). Par opposition, la concentration du $CaCO_3$ diminue de la base (10 %) vers le sommet (0,5 %). Ce faciès contient quelque rares bioclastes d'origine marine.

Du point de vue géochimique, la richesse de ce faciès en sédiments fins, fait augmenter la concentration du Rb. Par opposition, les indicateurs géochimiques de sédiments marins (Sr, Ca et Zr) voient leurs concentrations décroitre (Figure IV.17). La courbe de S/Rb suit la même tendance que celle des traceurs marins, et diminue de la base vers le sommet. Le Cl ne montre pas de changement par rapport au faciès 5-1.

Un seul échantillon de sédiment a été collecté dans ce faciès pour les analyses de foraminifères. L'abondance des formes benthiques décroît jusqu'à 100 ind/g (Figure IV.18). On constate une apparition des espèces estuariennes, représentées par *Ammonia tepida* (23 %) et *Haynesina germanica* (10 %). Le pourcentage des espèces marines diminue par rapport au faciès 5-1. Ces derniers sont représentés par *Cibicides pachyderma* (17 %), et *Elphidium* sp. (12 %). L'abondance des foraminifères planctoniques baisse également par rapport au faciès sous-jacent (5-1), avec une valeur égale à environ 270 ind/g.

IV.2.2.3 Faciès 5-3 (121-78 cm)

Le faciès 5-3 est caractérisé par un sédiment sablo-silteux de couleur gris foncé (2.5Y 4), qui passe progressivement vers un faciès silto-sableux de même couleur (Moyenne = 30-150 µm ; So = 8-9 ; Figures IV.15 et IV.16). Le sédiment contient quelques galets arrondis, probablement d'origine fluviale. Le contact avec le faciès 5-2 est discontinu. Les analyses de perte au feu montrent une richesse du sédiment en matière organique, avec des taux entre 0,2 et 0,25 %. Le pourcentage du $CaCO_3$ est très faible, et indique une absence de la fraction carbonatée.

Les résultats de géochimie indiquent une source terrigène du sédiment. Tous les indicateurs géochimiques marins affichent des concentrations très faibles (Figure IV.17). Par opposition, le Rb voit sa concentration augmenter progressivement de la base vers le sommet de ce faciès.

Les foraminifères sont dominés par des espèces benthiques. Le nombre total de tests atteint 70 ind/g (Figure IV.18). L'assemblage est dominé par des espèces estuariennes, représentées par *Entzia macrescens* (50 % ; 19-81 %), et *Trochammina inflata* (21 % ; 19-23 %). La présence des tests d'espèces marines dans l'échantillon P112 est attribuée aux deux espèces *Glomospira*

sp. et *Riyadhella* sp. qui sont probablement des tests remobilisés d'anciens dépôts, vu l'état de conservation de ces derniers.

IV.2.2.4 Faciès 5-4 (78-0 cm)

Situé au sommet de l'archive, le faciès 5-4 est composé de sédiments silto-argileux mal à très mal classés, de couleur brune jaunâtre foncée (10YR 4/4 ; So : 3-5 ; Moyenne : 10-20 µm ; Figures IV.15 et IV.16). Les pourcentages de la matière organique et du $CaCO_3$ sont très faibles. Les concentrations du Rb dans ce faciès sont très importantes, ce qui confirme une dominance des sédiments d'origine fluviatile (Figure IV.17). Les autres éléments chimiques restent en dessous du seuil de détection. Ce faciès est complètement dépourvu de foraminifères (Figure IV.18).

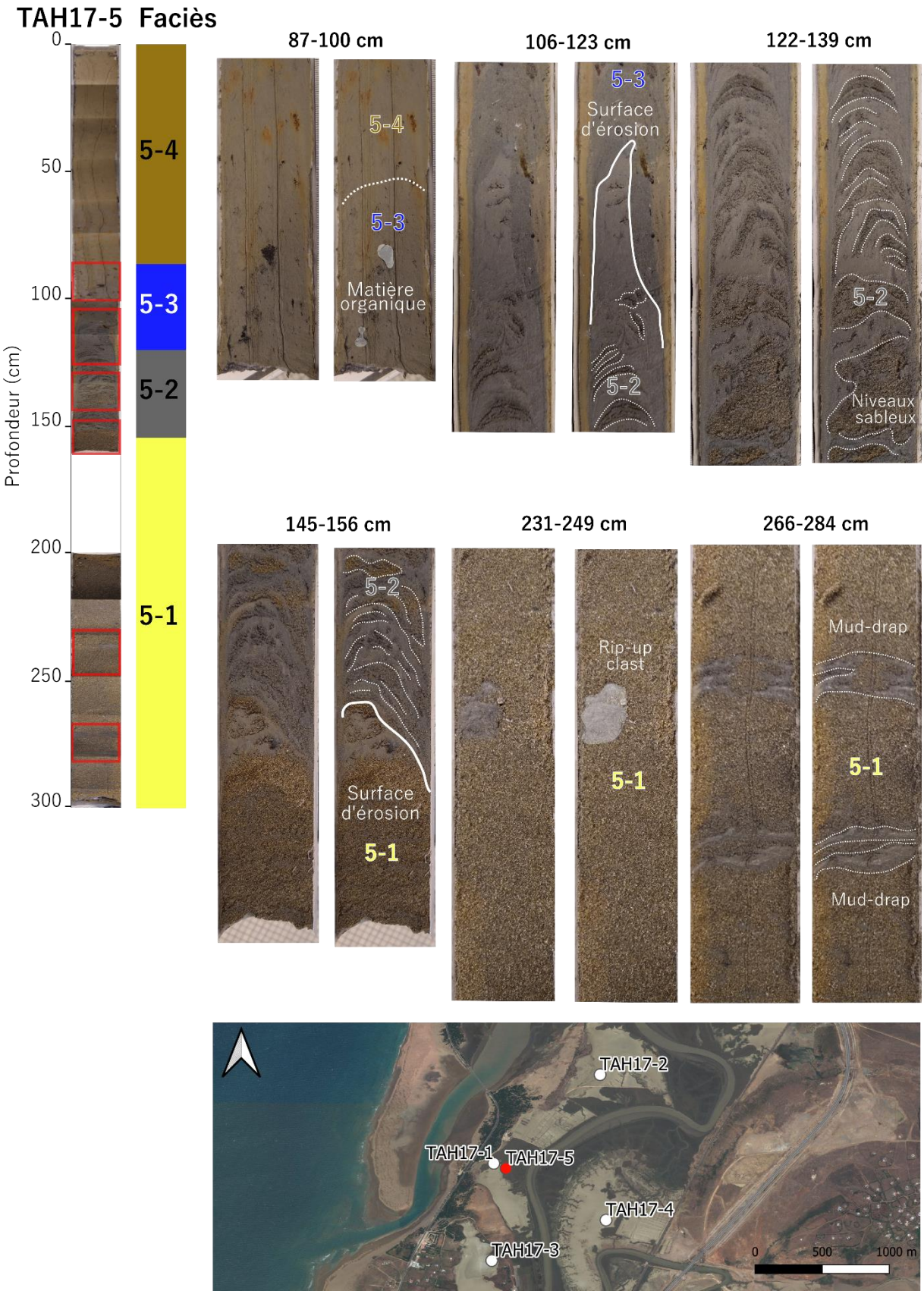


Figure IV.15 - Présentation de la carotte TAH17-5, avec photos zoomées sur quelques segments (en cadre rouge) permettant d'observer les principaux faciès.

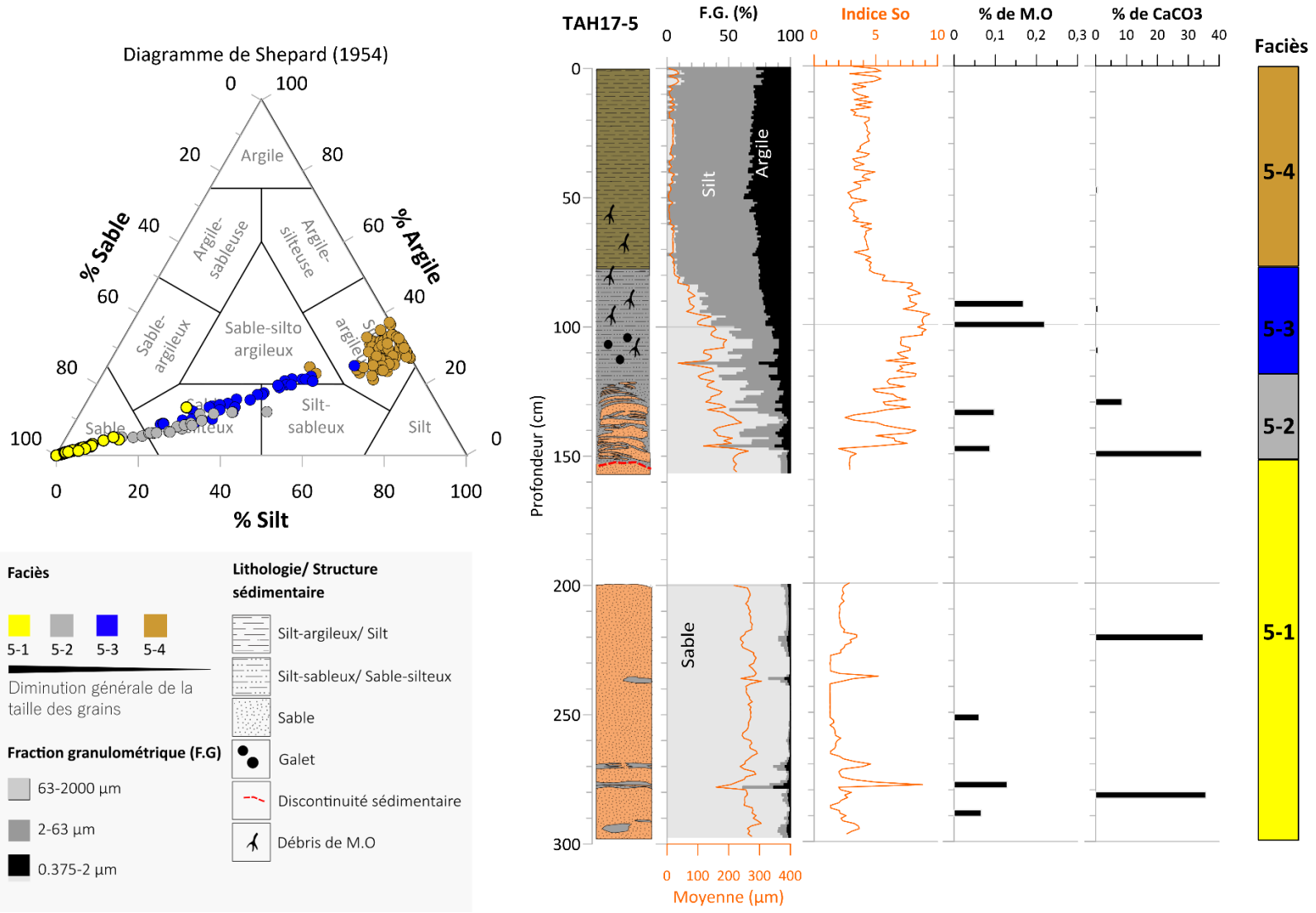


Figure IV.16 - Log schématique de la carotte TAH17-5 exposant les résultats de granulométrie (pourcentage des fractions granulométriques (F.G ; argile, silt et sable), la moyenne et l'indice de tri (So)), de calcimétrie ($CaCO_3$) et de perte au feu (M.O).

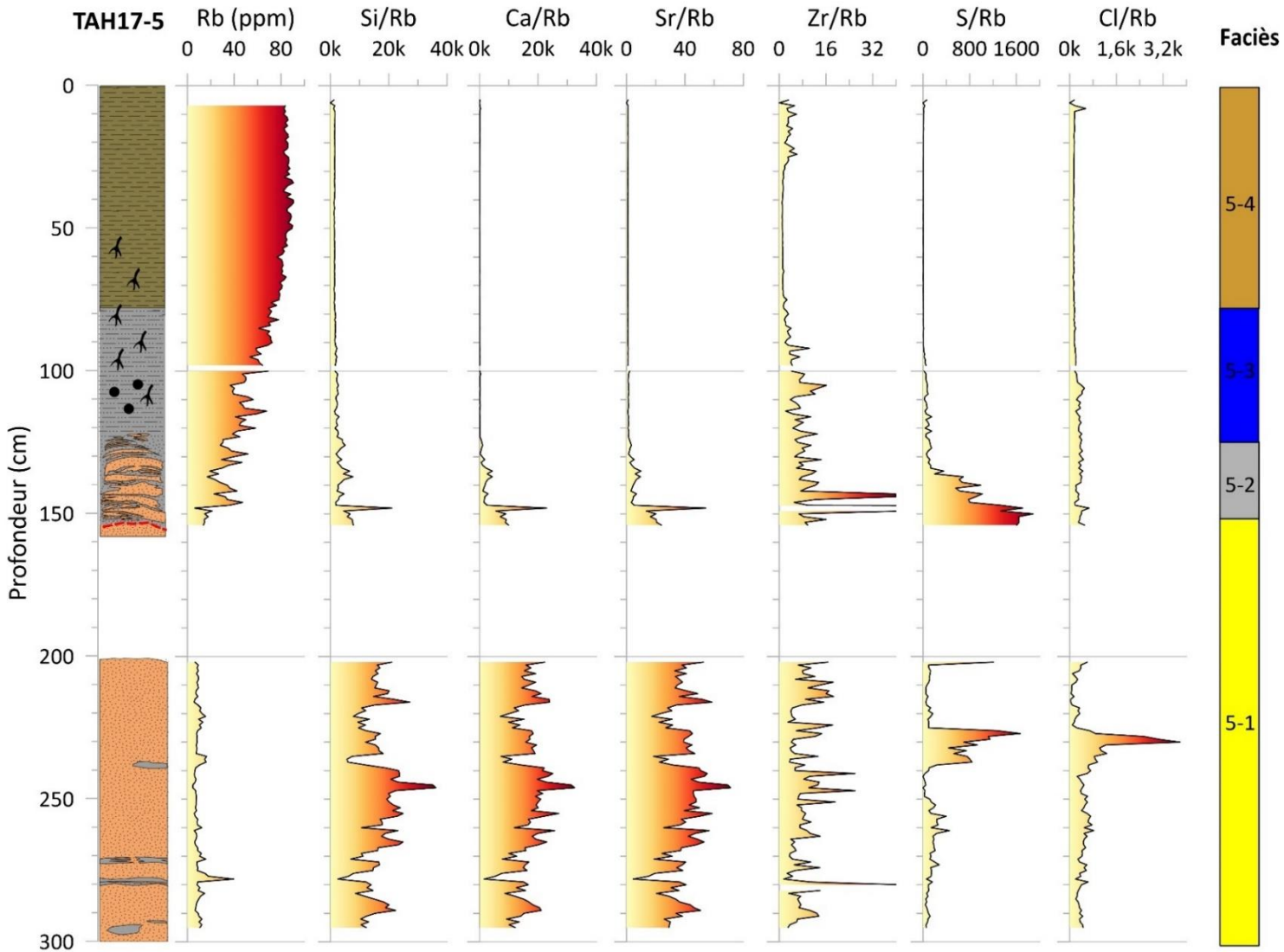


Figure IV.17 - Profils géochimiques de sept éléments chimiques le long de la carotte sédimentaire TAH17-5. Les concentrations du Ca, Sr, Zr, Cl, S sont normalisées par rapport au Rb.

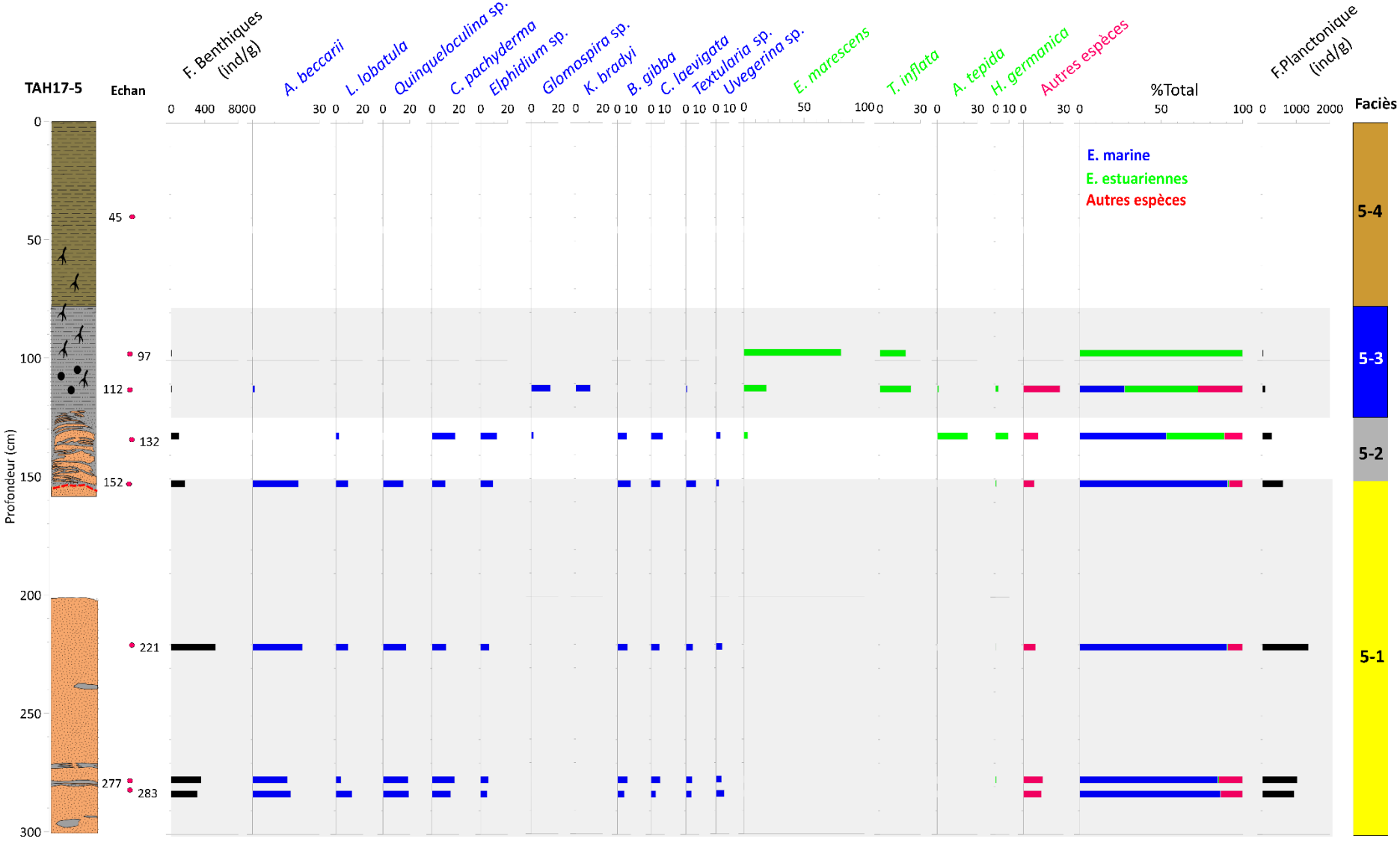

TAH17-5
Echan
F. Benthiques (ind/g)
A. beccarii
L. lobatula
Quinqueloculina sp.
C. pachyderma
Elphidium sp.
Glomospira sp.
K. bradyi
B. gibba
C. laevigata
Textularia sp.
Uvegerina sp.
E. marescens
T. inflata
A. tepida
H. germanica
Autres espèces
%Total
F.Planctonique (ind/g)
Faciès
E. marine
E. estuariennes
Autres espèces
Profondeur (cm)
45
97
112
132
152
221
277
283
5-4
5-3
5-2
5-1

Figure IV.18 - Abondances relatives des principales espèces de foraminifères benthiques dans la carotte TAH17-5 regroupées en espèces estuariennes et marines. Les espèces avec une abondance inférieure à 5 % sur l'ensemble des échantillons sont classées dans la catégorie « autres espèces ». Les profils en noir présentent l'abondance absolue des foraminifères benthiques et planctoniques. Les cercles en rouge permettent de localiser la profondeur des échantillons investigués.

IV.2.3 Carotte TAH17-4

La carotte TAH17-4 est située à environ 2 km de la ligne de côte, sur la rive gauche de la rivière Hachef (Figure IV.19). L'archive mesure au total 7 m de longueur, et est composée de quatre faciès :

IV.2.3.1 Faciès 4-1 (686-495 cm)

Le faciès 4-1 forme la base de l'archive TAH17-4. Il est composé de sables coquillés mal classés de couleur brune jaunâtre claire (10YR 6/4 ; Moyenne = 250-350 µm ; So = 2-4 ; Figures IV.19 et IV.20), marqué par des niveaux de mud-draps à 585-593 cm, 573-576 cm et 652-659 cm. Les mesures du $CaCO_3$ indiquent un pourcentage de carbonates entre 15 et 25 % sur les parties sableuses, et de 8 à 10 % dans les niveaux de mud-draps. Le taux de matière organique est en dessous des 0,15 %.

Les courbes de Ca/Rb, Sr/Rb, Si/Rb et Zr/Rb, confirment l'origine marine du sédiment (Figure IV.21). Les concentrations du Rb restent très faibles, à l'exception des intervalles de mud-draps, où elles augmentent jusqu'à 50 ppm.

L'abondance des foraminifères benthiques est très variable dans ce faciès, avec des valeurs entre 50 et 300 ind/g (Figure IV.22). Les échantillons collectés dans les intervalles sableux sont dominés par des espèces marines (>80%), telles que *Ammonia beccarii* (11 % ; 1-27 %), *Quinqueloculina* sp. (14 % ; 4-31 %), *Cibicides pachyderma* (8 % ; 2-18 %), *Elphidium* sp. (7 % ; 0-17 %) et *Elphidium crispum* (2 % ; 0-11 %). Les échantillons prélevés dans les niveaux de mud-draps (P654, P589 et P574) contiennent un mélange entre des espèces marines et estuariennes. Ces dernières occupent plus de 50 % de l'assemblage, et sont représentées par *Ammonia tepida* (17 % ; 0-39 %), *Haynesina germanica* (6 % ; 0-22 %) et *Cribroelphidium albiumbilicatum* (2 % ; 0-7 %). Le nombre de foraminifères planctoniques est également très fluctuant, et ne montre aucune tendance, ni de corrélation avec la lithologie du sédiment. Le nombre de tests varie entre 5 et 567 ind/g.

IV.2.3.2 Faciès 4-2 (495-370 cm)

Le faciès 4-2 est formé par une alternance de sédiments sableux de couleurs grises (10YR 5/1) et silto-argileux de couleur gris foncé (10YR 3/1 ; Moyenne = ~50µm ; Figures IV.19 et IV.20). Le taux de carbonate de calcium diminue de 16 à 4 %, par rapport au faciès 4-1, tandis que la

matière organique augmente de 0,1 à 0,3 %. Cette dernière se présente sous forme de lamelles millimétriques visibles à l'œil nu, située au sommet des intervalles silto-argileux. L'indice de tri indique un sédiment mal classé (So = 5-8).

Du point de vue géochimique, la hausse des apports en sédiments fins comparé au faciès 4-1, est traduite par une augmentation des concentrations du Rb, qui augmente jusqu'à 60 ppm (Figure IV.21). Il est également marqué par une diminution des concentrations normalisées des traceurs marins, à savoir le Ca, Sr, Zr et Si. Le Cl et S baissent légèrement par rapport au faciès précédent.

L'abondance totale en foraminifères benthiques est autour de 200 ind/g (Figure IV.22). La richesse du faciès en sédiment vaseux est traduite par une dominance des espèces estuariennes, avec *Ammonia tepida* (48 % ; 18-60 %) et *Haynesina germanica* (16 % ; 4-24 %) comme espèces majeures, et *Elphidium incertum* (2 % ; 0-6 %), *Cribroelphidium albiumbilicatum* (5 % ; 0-10 %), *Entzia macrescens* (3 % ; 0-7 %) et *Trochammina inflata* (1 % ; 0-3 %) comme espèces mineures. Les échantillons collectés dans les niveaux sableux contiennent un pourcentage assez important d'espèces marines, qui dépasse les 70 % dans le cas de l'échantillon P475. L'abondance des foraminifères planctoniques est restée importante dans les intervalles sableux, avec des valeurs entre 150 et 200 ind/g.

IV.2.3.3 Faciès 4-3 (370-125 cm)

Ce faciès est formé par des sédiments de couleur gris foncé (10YR 3/1), qui oscillent entre du silt-sableux et du silt argileux (Moyenne = 20-40 µm ; Figures IV.19 et IV.20). Il est marqué par la présence d'un niveau sableux coquillé, à environ 270 cm. Le pourcentage de matière organique est autour de 0,35 %. Le pourcentage du $CaCO_3$ reste en dessous des 4 %, à l'exception du niveau sableux, où il augmente jusqu'à 13 %. L'indice de trie indique un sédiment très mal classé (So = 4-9) pour l'ensemble de l'unité.

Comme prévu, les concentrations du rubidium sont très élevées dans cette unité (Figure IV.21). Les indicateurs géochimiques marins affichent des valeurs très faibles, à l'exception du niveau sableux situé à 270 cm. Les valeurs normalisées de Cl et de S restent pratiquement les mêmes que celles observées dans l'unité 4-2.

Ce faciès est marqué par une augmentation de l'abondance des foraminifères benthiques, surtout dans les échantillons P341, P237 et P233, où les valeurs atteignent les 500 ind/g (Figure IV.22). Une grande partie des tests trouvés appartiennent à des espèces estuariennes, représentées par *Ammonia tepida* (45 % ; 0-57 %) et *Haynesina germanica* (20 % ; 0-33 %).

Les deux échantillons P267 et P266, collectés dans le niveau sableux, contiennent des tests appartenant à des espèces marines, tels que *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp. et *Lobatula Lobatula*. Le sommet de ce faciès (échantillon P140), est marqué par une disparition des espèces calcaires hyalines, qui seront remplacées par des formes agglutinées, représentées par *Trochammina inflata* (11 % ; 0-90 %) et *Entzia macrescens* (3 % ; 0-10 %).

IV.2.3.4 Faciès 4-4 (125-0 cm)

La séquence sédimentaire TAH17-4 se termine avec le faciès 4-4. Ce dernier est dominé par des sédiments silto-argileux moyennement triés, de couleur brune jaunâtre claire (2.5Y 6/4 ; Moyenne = 4-6 µm ; So = 2-3 ; Figures IV.19 et IV.20). Le taux de matière organique est très faible, autour de 0,1 %. Les mesures du $CaCO_3$ indiquent une absence des carbonates dans ce faciès.

La géochimie est marquée par une dominance du rubidium, avec des concentrations similaires à celles observées précédemment (Figure IV.21). La concentration normalisée des autres éléments est en dessous des seuils de détection, avec des valeurs avoisinant le zéro.

Cet intervalle ne montre aucun signe de présence de foraminifères benthiques ou planctoniques (Figure IV.22).

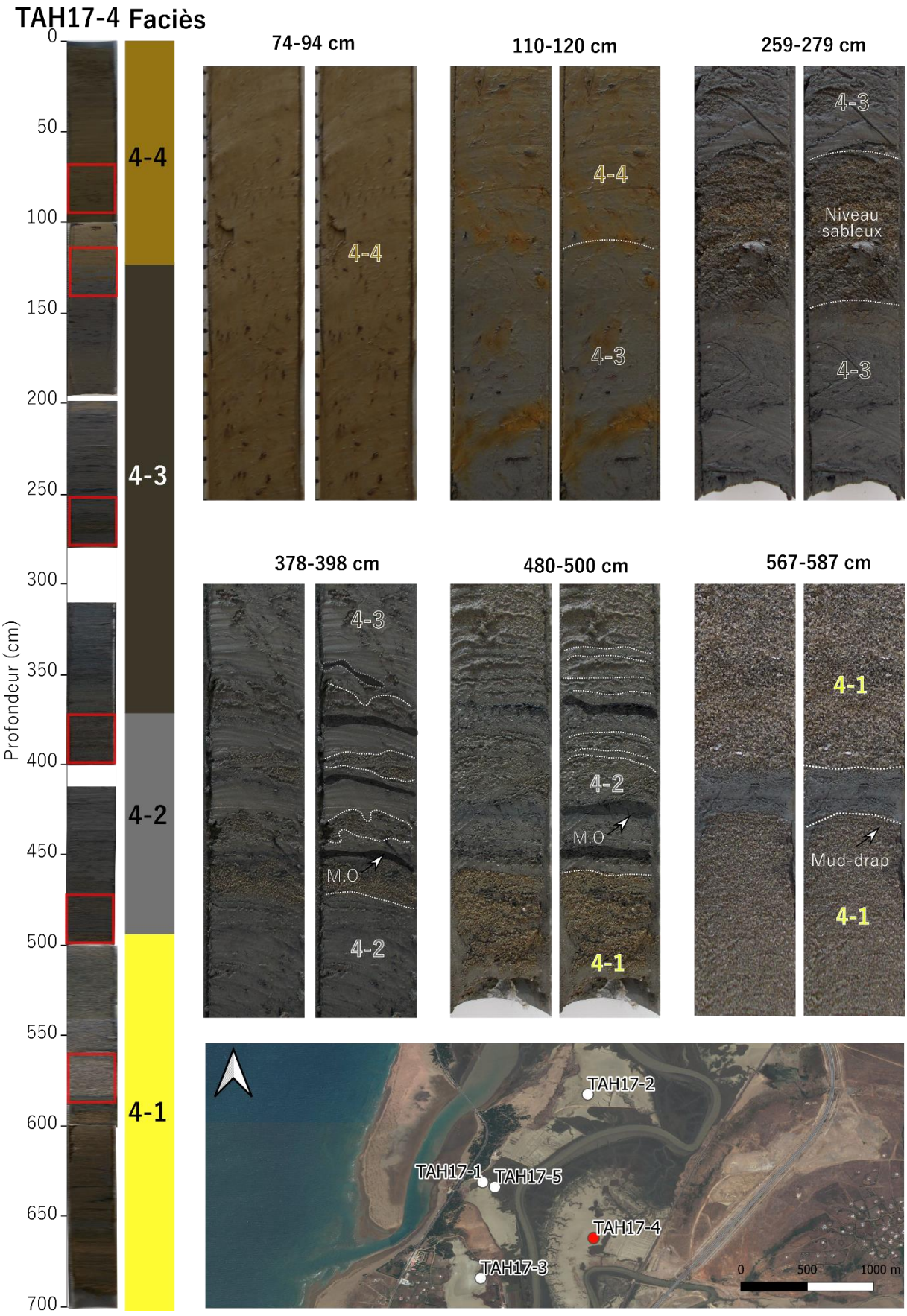


Figure IV.19 - Présentation de la carotte TAH17-4 avec photos zoomées sur quelques segments (en cadre rouge) permettant d'observer les principaux faciès.

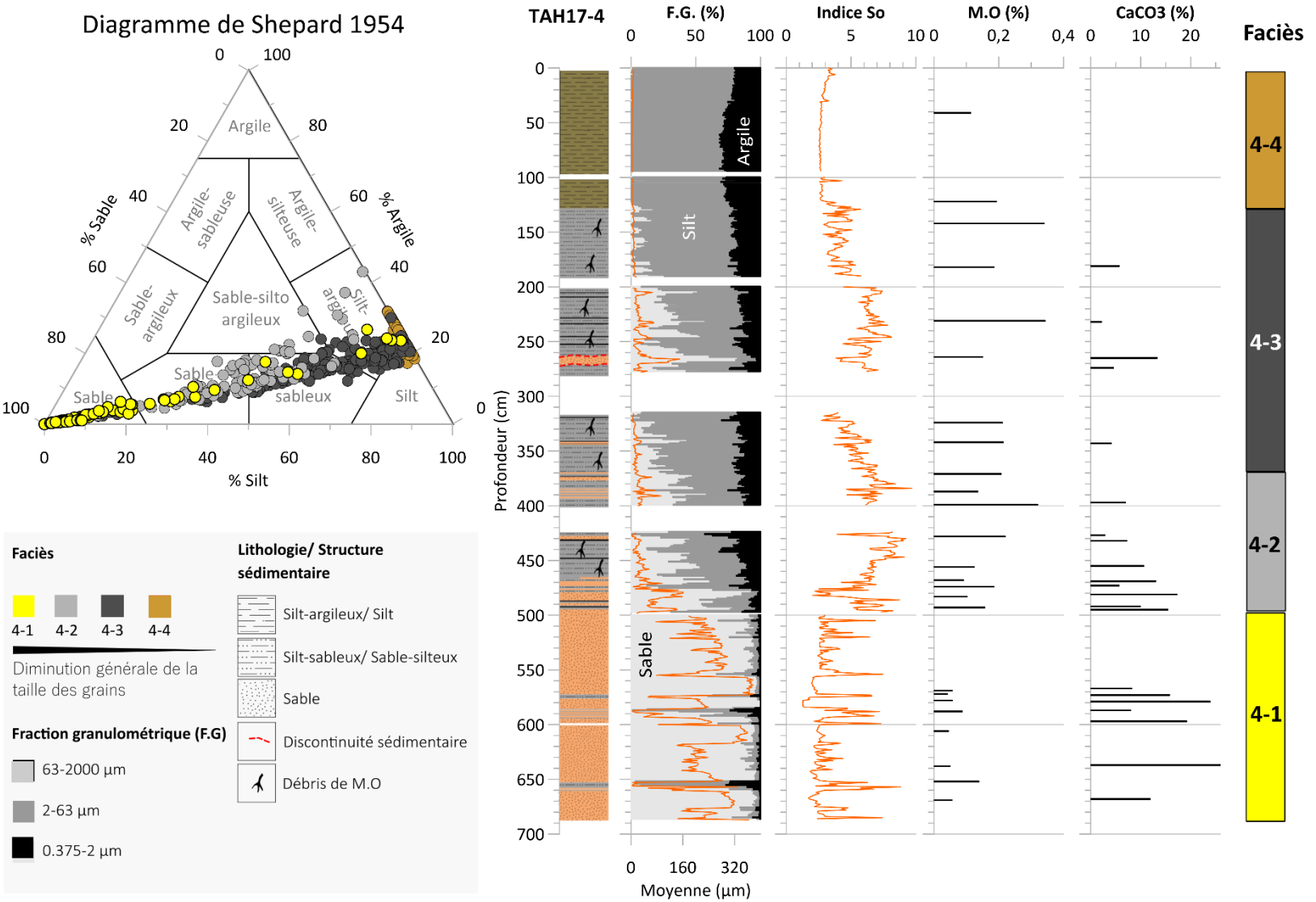


Figure IV.20 - Log schématique de la carotte TAH17-4 exposant les résultats de granulométrie (pourcentage des fractions granulométriques (F.G ; argile, silt et sable), la moyenne et l'indice de tri (So)), de calcimétrie ($CaCO_3$) et de perte au feu (M.O).

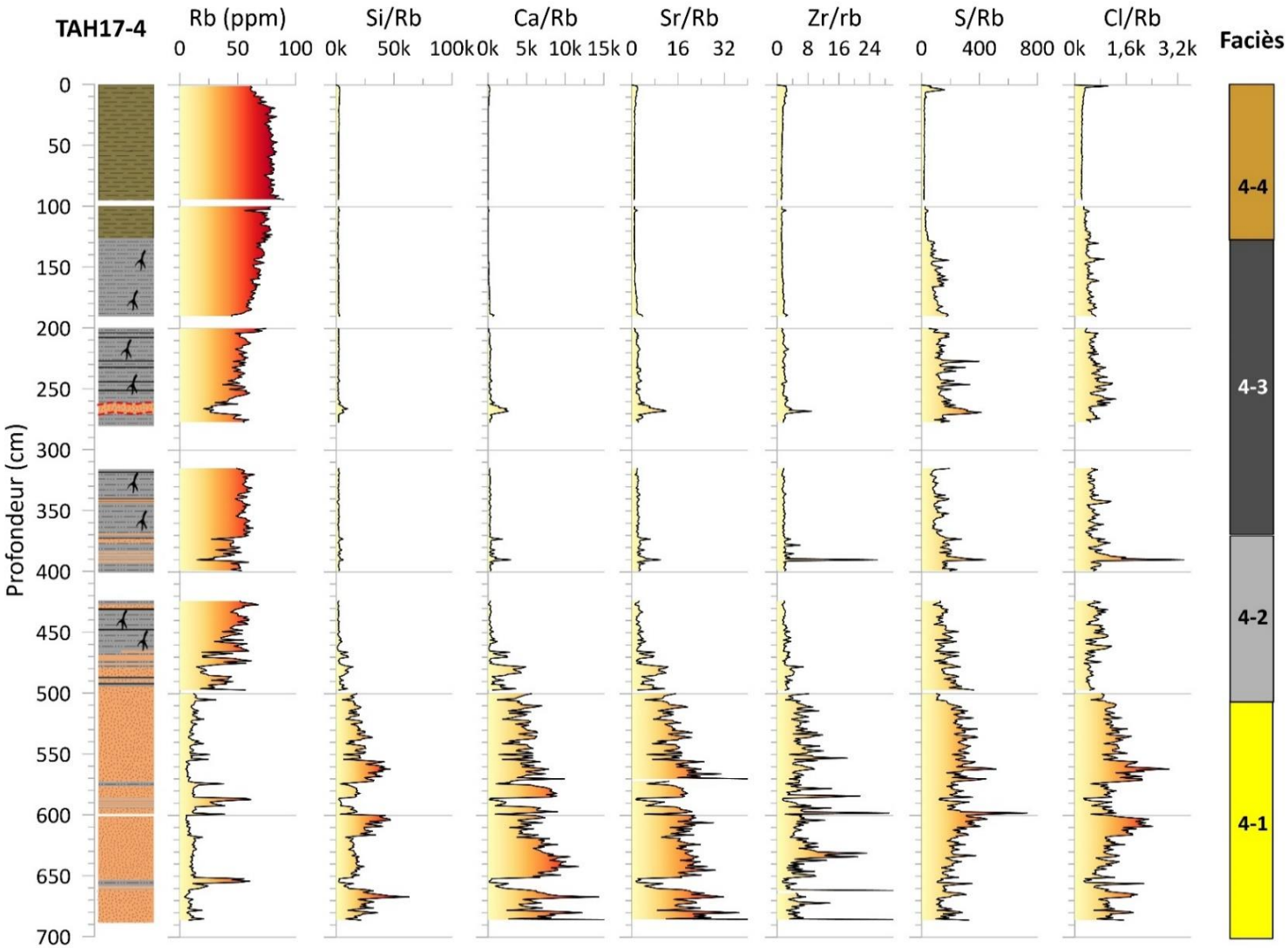


Figure IV.21 - Profils géochimiques de sept éléments chimiques le long de la carotte sédimentaire TAH17-4. Les concentrations du Ca, Sr, Zr, Cl, S sont normalisés par rapport au Rb.

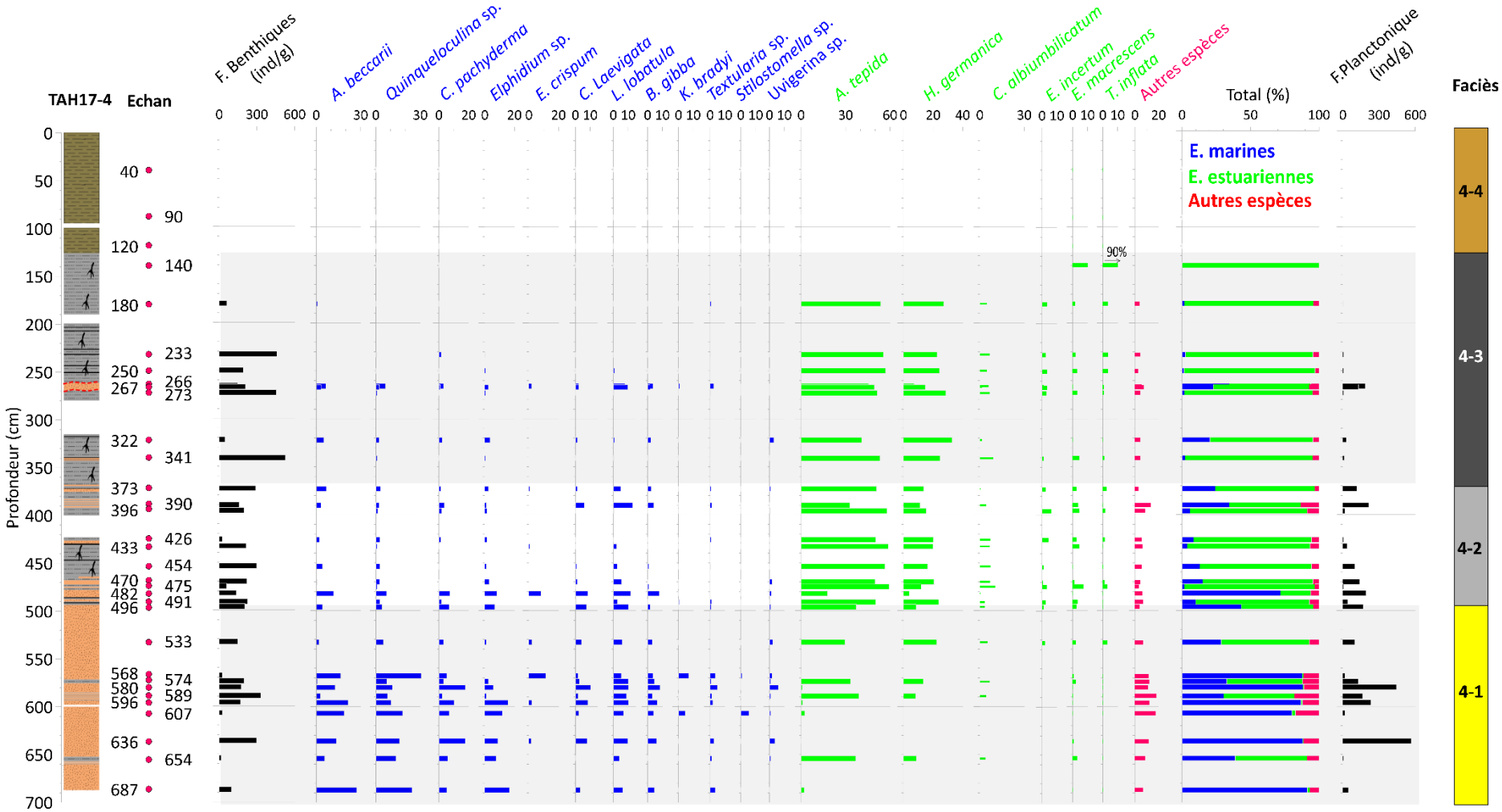

TAH17-4
Echan
Profondeur (cm)
F. Benthiques (ind/g)
A. beccarii
Quinqueloculina sp.
C. pachyderma
Elphidium sp.
E. crispum
C. Laevigata
L. lobatula
B. gibba
K. bradyi
Textularia sp.
Stilostomella sp.
Uvigerina sp.
A. tepida
H. germanica
C. albiumbilicatum
E. incertum
E. macrescens
T. inflata
Autres espèces
Total (%)
F.Planctonique (ind/g)
E. marines
E. estuariennes
Autres espèces
90%
Faciès
4-4
4-3
4-2
4-1

Figure IV.22 - Abondances relatives des principales (5 %) espèces de foraminifères benthiques dans la carotte TAH17-4 regroupées en espèces estuariennes et marines. Les espèces avec une abondance inférieure à 5 % sont classées dans la catégorie « autres espèces ». Les profils en noir présentent l'abondance absolue des foraminifères benthiques et planctoniques. Les cercles en rouge permettent de localiser la profondeur des échantillons investigués.

IV.2.4 Carotte TAH17-3

La carotte TAH17-3 est située à environ 900 m au sud de l'archive TAH17-1 et TAH17-5 (Figure IV.23). Elle mesure 5 m de longueur, et elle est composée de quatre faciès. Il faut signaler ici que les résultats des analyses microfaunistiques ont montré que la carotte est dépourvue de foraminifères benthiques. Cependant, nous avons identifié quelques remplissages siliceux de tests de foraminifères planctoniques.

IV.2.4.1 Faciès 3-1 (495-230 cm)

Le faciès 3-1 forme la base de la carotte TAH17-3. Il est dominé par des sédiments sableux à sablo-silteux (Moyenne = 300 µm) de couleur allant du brune olive (2.5Y 4/4), vers du gris très foncé (2.5Y 3) sur les 40 derniers cm (270-230 cm ; Figures IV.23 et IV.24). L'indice de tri indique un sédiment mal à très mal classé (So : 2-7). Les données de perte au feu signalent une absence de matière organique (< 0,1%). Le pourcentage des carbonates est très faible également (<2%), à l'exception du niveau 457-460 cm, où la valeur atteint 6 %. Cette élévation est attribuée à la présence de quelques concrétions de roches carbonatées.

Les profils normalisés de Si, Zr, S et Cl indiquent des concentrations faibles pour ces éléments sur l'intervalle 500-270 cm, qui augmentent par la suite sur les derniers 40 cm (270-230 cm ; Figure IV.25). La courbe de Ca/Rb expose deux intervalles riches en carbonates, situés entre 460 et 457 cm, et entre 270 et 230 cm. Le premier niveau est lié à la présence de concrétions de roches carbonatées. Le deuxième niveau est lié probablement à des apports de sédiments marins. La légère présence de sédiments fins est traduite par une faible concentration en Rb, qui affiche des valeurs autour de 20 ppm, et qui diminue vers le sommet du faciès (270-230 cm).

Le nombre de tests de foraminifères planctoniques trouvé dans ce faciès est d'environ 16 ind/g, formés uniquement de foraminifères planctoniques remobilisés (Figure IV.26).

IV.2.4.2 Faciès 3-2 (230-113 cm)

Ce faciès est dominé par du sable silteux très mal classé de couleur gris foncé (10YR 4/1 ; moyenne = 200 µm ; So = 6-11 ; Figures IV.23 et IV.24). Le contact avec le faciès sous-jacent est discontinu et érosif. Le pourcentage de matière organique est très élevé comparé à l'ensemble de l'archive, avec des valeurs avoisinant les 0,35 %. Le taux du $CaCO_3$ est très faible, au-dessous de 1 %.

La concentration du Rb augmente dans ce faciès à cause des apports en sédiments fins (Figure IV.25). Les valeurs normalisées de Si, Ca, Zr, S et Cl sont relativement faibles sur cet intervalle sédimentaire, à l'exception d'un petit pic observé à environ 133 cm, qui correspond à un niveau sableux.

IV.2.4.3 Faciès 3-3 (113-108 cm)

Ce faciès est formé de sable grossier moyennement bien classé de couleur gris foncé (10YR 4/1 ; Moyenne = 400 µm ; So = 4 ; Figures IV.23 et IV.24). Le contact avec le faciès 3-2 est érosif. Le taux du $CaCO_3$ est au-dessous des 1 %. Des débris fins de matière organique sont responsables des valeurs élevées de matière organique (0,2 %).

Du point de vue géochimique, cet intervalle est relativement enrichi en valeurs normalisées de Ca, Sr et Zr, ce qui indique une source marine du sédiment. Les rapports Cl/Rb et S/Rb affichent également des valeurs importantes, qui sont liées à la présence de la matière organique (Figure IV.25).

IV.2.4.4 Faciès 3-4 (108-0 cm)

Le sommet de l'archive TAH17-3 est dominé par des sédiments sablo-silteux argileux à silto-argileux, de couleur brune olive (2.5 Y 4/4 ; Moyenne = 30-50 µm ; Figures IV.23 et IV.24). L'indice de tri montre des sédiments très mal classés (So = 6-8). Le taux de matière organique diminue un peu et reste dans les environs de 0,15 %. Pas de changement par rapport à la concentration de carbonates. Le taux du $CaCO_3$ reste en-dessous de 1 %.

Cette dominance des sédiments fins est traduite du point de vue géochimique par une forte concentration en Rb, et une presque absence des traceurs marins (Ca, Zr et Sr). Les valeurs normalisées de Cl et de S affichent également des valeurs presque nulles (Figure IV.25).

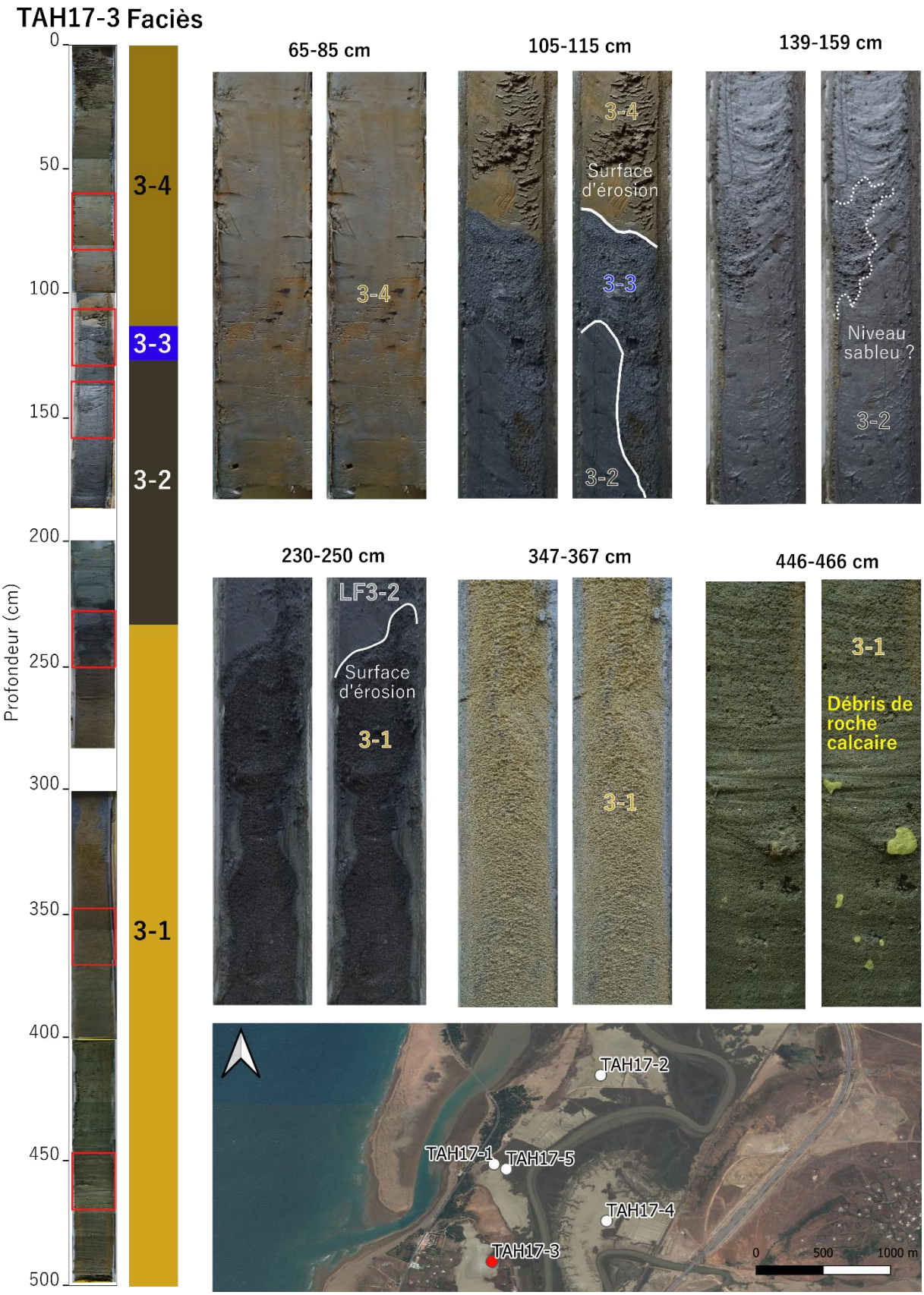


Figure IV.23 - Présentation de la carotte TAH17-3, avec photos zoomées sur des segments (en cadre rouge) permettant d'observer les principaux faciès.

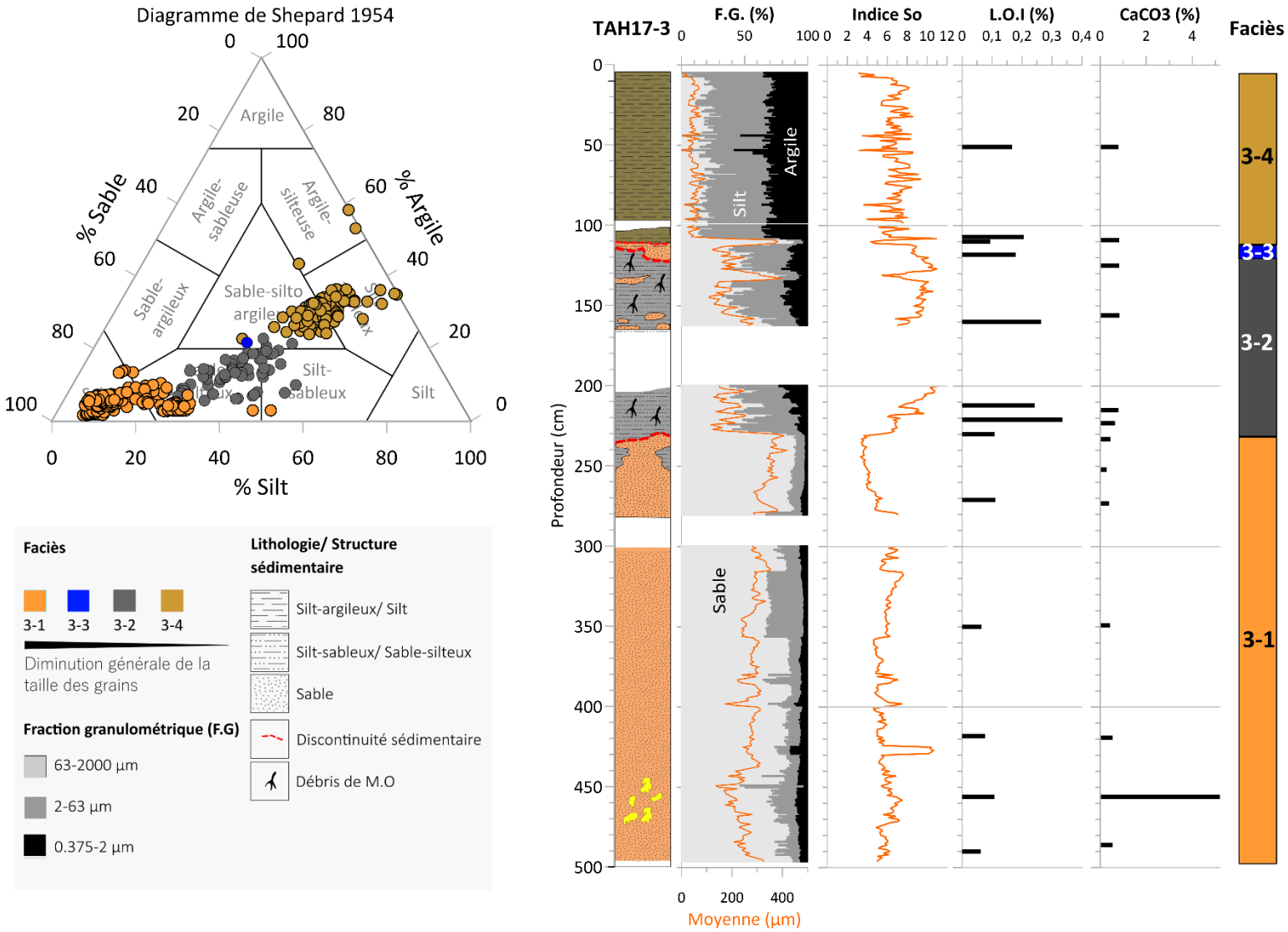


Figure IV.24 - Log schématique de la carotte TAH17-3 exposant les résultats de granulométrie (pourcentage des fractions granulométriques (F.G ; argile, silt et sable), la moyenne et l'indice de tri (So)), de calcimétrie ($CaCO_3$) et de perte au feu (M.O).

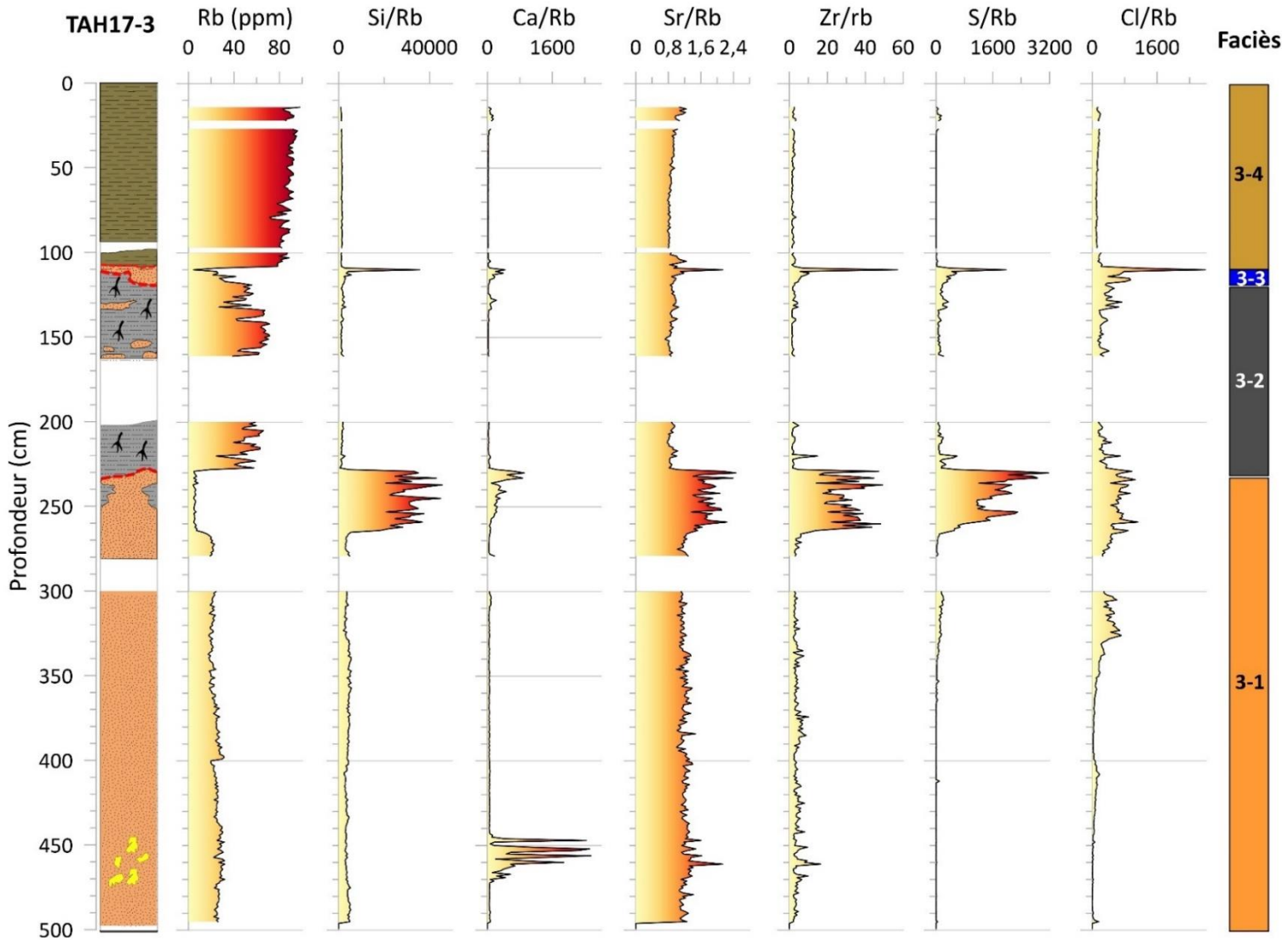


Figure IV.25 - Profils géochimiques de sept éléments chimiques le long de la carotte sédimentaire TAH17-3. Les concentrations du Ca, Sr, Zr, Cl, S sont normalisées par rapport au Rb.

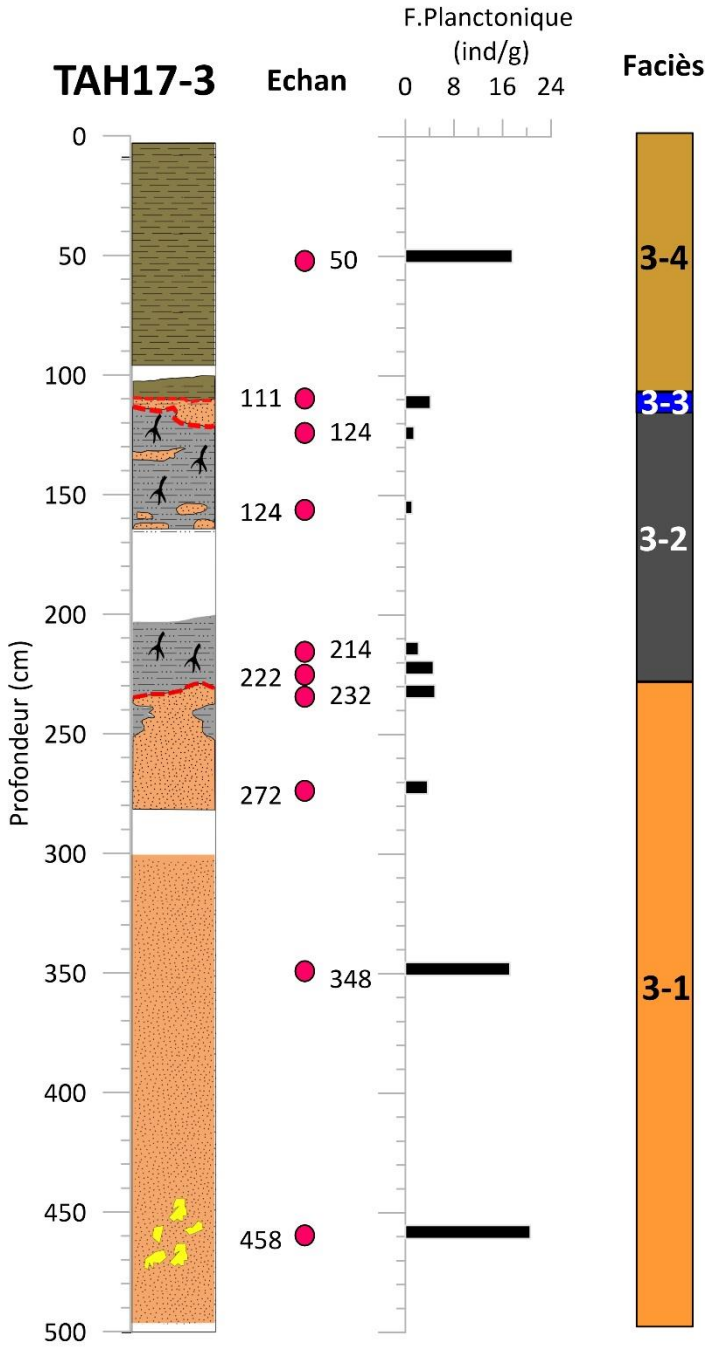


Figure IV.26 : Valeur absolue des foraminifères planctoniques dans la carotte TAH17-3. Les cercles en rouge permettent de localiser la profondeur des échantillons investigués.

IV.3 DONNEES CHRONOLOGIQUES

IV.3.1 $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs

Les activités du $^{210}Pb_{ex}$ évoluent de manière classique, avec des valeurs maximales à la surface, puis une décroissance exponentielle en profondeur (Figure IV.27). Les valeurs de surface pour l'ensemble des archives varient entre 15 et 20 mbq/g, puis diminuent pour disparaître à 24 cm sur la TAH17-1, à 21 cm sur la TAH17-4, et à 35 cm sur la TAH17-3. Nous rappelons que les taux de sédimentation (TS), dans notre cas, sont calculés en se basant sur le modèle CF - CRS

(Flux Constant – Taux de Sédimentation Constant ; Golberg, 1963 ; Krishnaswamy et al., 1971). Sabatier et al. (2008) ont montré qu'il était possible d'utiliser ce modèle sur des intervalles sédimentaires lagunaires non perturbés par 1/la bioturbation (Cochran, 1985), 2/ les changements de granulométrie (Chanton et al., 1983) ou 3/ les événements instantanés (Smith and Walton, 1980; Arnaud et al., 2002). Le taux de sédimentation est calculé selon l'équation suivante (Équation IV.1) :

Équation IV.1

$$S = \frac{\lambda_{210Pb}}{b}$$

Avec

S : taux de sédimentation
λ_{210Pb} : constante de désintégration radioactive de ^{210}Pb égale à 0,03114 désintégration/an
b : pente de la courbe exponentielle

Les taux de sédimentation sur les carottes TAH17-1, TAH17-3 et TAH17-4 sont respectivement égales à 0,40, 0,38 et 0,74 cm/an (Figure IV.27).

Pour l'ensemble des archives, le ^{137}Cs présente des activités importantes près de la surface, avec des valeurs entre 4,4 et 5,5 mbq/g, et qui diminuent ensuite en fonction de la profondeur. Sur les carottes TAH17-1 et TAH17-4, l'activité du ^{137}Cs reste stable sur les 10 premiers centimètres puis décroît jusqu'à disparaître à 21 cm (Figure IV.27). La carotte TAH17-3 expose un profil relativement différent, avec une même activité sur les premiers 20 cm (5mbq/g) puis une diminution progressive jusqu'à 36 cm. Nous avons utilisé l'apparition du ^{137}Cs dans la colonne sédimentaire comme marqueur chronologique pour calculer le taux de sédimentation (TS) de chaque archive. Ce marqueur, comme on l'avait signalé précédemment, correspond au début des tests nucléaires atmosphériques en 1950. Le TS est obtenu alors en subdivisant la profondeur à partir de laquelle apparaît le ^{137}Cs sur le nombre d'année qui s'est écoulé depuis 1950 (dans notre cas 67 ans). Par conséquent, TAH17-1 et TAH17-4 affichent une valeur de TS égale à 0,31 cm/an, tandis que TAH17-3 affiche un TS de 0,53 cm/an.

Les différences de TS obtenus par le ^{137}Cs et le $^{210}Pb_{ex}$ peuvent être expliquées par plusieurs facteurs : i) la remobilisation des sédiments par les courants de marée et ii) les facteurs anthropiques, liés à l'activité de production de sel dans le secteur de Tahaddart, et qui peuvent également remettre en suspension les sédiments déjà déposés. D'un point de vue spatial, on constate que le TS chez TAH17-3 est plus important comparé aux deux autres archives (TAH17-1 et TAH17-4).

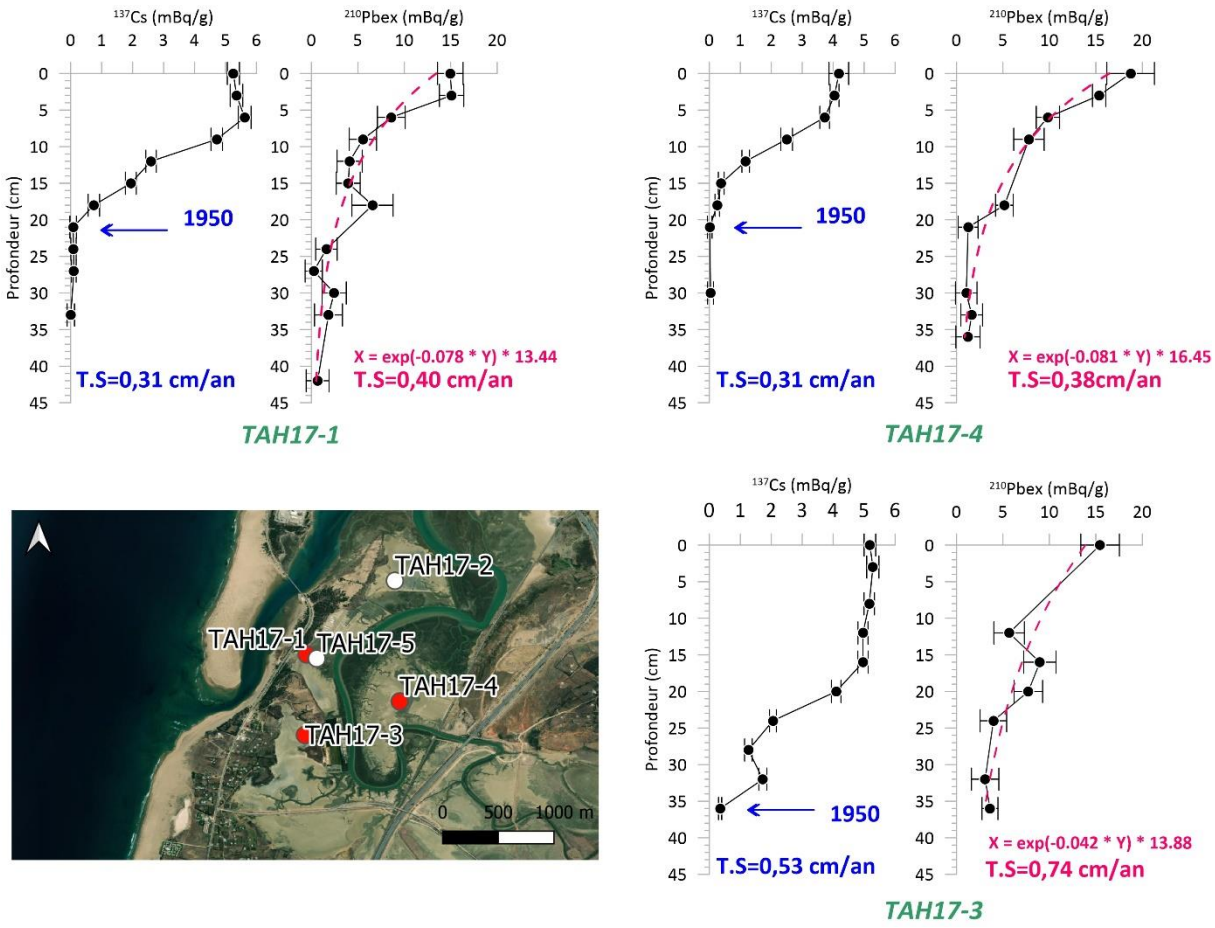


Figure IV.27 - Profils d'activité du ^{137}Cs et $^{210}Pb_{ex}$ dans les sédiments carottés du TAH17-1, TAH17-4 et TAH17-3. La carte montre la position des carottes (en cercle rouge) sur lesquelles les analyses $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs ont été réalisées.

IV.3.2 Carbone 14

La chronologie radiocarbone des carottes TAH17-1, TAH17-5 et TAH17-4 est basée sur un total de 36 datations AMS. Les échantillons utilisés sont formés d'un morceau de bois, et de plusieurs coquilles marines appartenant à différentes espèces (Tableaux IV.1, Tableau IV.2 et Tableau IV.3).

Les âges ^{14}C ont été calibrés avec le logiciel Calib, en utilisant un delta R équivalent à 0 (plus d'explication dans la section V.2.1). Les résultats sont présentés dans les Tableaux IV.1, IV.2 et IV.3. Nous constatons que l'archive TAH17-1 couvre les derniers ~6700 cal BP. La TAH17-5 s'étend sur les derniers ~3700 cal BP. La carotte TAH17-4 a été mise en place durant les derniers ~700 ans.

Des inversions d'âge ^{14}C sont constatées dans les résultats. Ces inversions sont liées à la présence d'échantillons remobilisés, qui ne reflètent pas l'âge réel du sédiment à partir duquel ils ont été prélevés. Sur la carotte TAH17-1, deux échantillons sont potentiellement incorrects.

Il s'agit du SacA 54437 (261 cm ; 3809-4144 cal BP) et SacA 54440 (364 cm ;4392-7438 cal BP). Sur la carotte TAH17-4, nous avons huit dates acquises probablement à partir d'échantillons remobilisés. Il s'agit du Poz-122922 (216 cm ; 2699-2984 cal BP), SacA 54449 (260 cm ; 876-1162 cal BP), SacA 54448 (267 cm ; 4910-5280 cal BP), SacA 54453 (409 cm ; 949-1238 cal BP), SacA 54454 (480 cm ;4299-4660 cal BP) et SacA 54456 (515 cm ; 2343-2676 cal BP), SacA 54457 (551 cm ; 686-946 cal BP) et SacA 54459 (686 cm ; 4138-4486 cal BP).

Tableau IV.1 - Résultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-4.

Code lab.	Profondeur (cm)	Espèce datée	Age ^{14}C (BP)	Delta ^{13}C	Âges calibrés (2 sigma) (cal BP)
Poz-122922	216	Mactra sp.	3190±35	Non renseigné	2699-2984
SacA 54450	221	Mactra sp.	1105±30	-2,9	427-648
SacA 54446	234	Bois	810±30	-28.80	674-748
SacA 54447	234	Abra sp. + lignite	1105±30	2,3	427-648
SacA 54449	260	Mactra sp.	1615±30	-14,9	876-1162
SacA 54448	267	Cardiidae	4975±30	-3,5	4910-5280
Poz-122923	267	Cardiidae	1255±30	Non renseigné	530-769
SacA 54452	317	Indeterminée	1065±30	-3	377-630
SacA 54451	325	Indeterminée	1125±30	-2,6	445-657
SacA 54455	408	Limidae	1280±30	-4,6	542-793
SacA 54453	409	Cardiidae	1695±30	0,3	949-1238
SacA 54454	480	Bittium sp.	4490±30	2	4299-4660
SacA 54456	515	Cardiidae	2910±30	-9,7	876-1162
SacA 54457	551	Lutraria sp.	1440±30	-6,6	2343-2676
SacA 54458	567	Cardiidae	1275±30	1,1	686-946
SacA 54462	600	Ostrea sp.	1235±30	4	540-788
SacA 54460	632	Ostrea sp.	1260±30	-2,7	515-745

SacA 54461	645	Ostrea sp.	1230±30	2,1	533-774
Poz-122924	645	Indéterminée	1390±35	Non renseigné	512-739
SacA 54459	686	*Bittium* sp.	4360±30	2,9	653-910

Tableau IV.2 - Résultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-5.

Code Lab	Profondeur (cm)	Espèce datée	Age ^{14}C (BP)	Delta ^{13}C	Âges calibrés (2 sigma) (cal BP)
Poz-122926	160	Indéterminée	665±30	Non renseigné	1-252
Poz-122927	236	Indéterminée	3960±40	Non renseigné	3595-3959
Poz-122928	283	Indéterminée	3830±40	Non renseigné	3444-3800

Tableau IV.3 - Résultats des datations au radiocarbone dans la carotte TAH17-1.

Code Lab.	Profondeur (cm)	Espèce datée	Age ^{14}C (BP)	Delta ^{13}C	Âges calibrés (2 sigma) (cal BP)
SacA 54435	214	*Mactra* sp.	3090±30	-1,9	2554-2860
SacA 54436	225	*Mactra* sp.	3195±30	-2,3	2707-2983
SacA 54433	251	*Ostrea* sp.	3415±30	4,1	2933-3277
SacA 54437	261	*Bittium* sp.	4105±30	-2,4	3809-4144
SacA 54434	264	*Arcidae*: *Barbatia* sp.	3570±30	3,5	3150-3443
SacA 54438	355	*Cardiidae*	4035±30	2,9	3706-4055
SacA 54440	364	*Mytilaster* sp.	4545±30	-1	4392-4738
SacA 54439	376	*Cardiidae*	4095±30	-1,9	3795-4137
SacA 54444	441	*Arcidae: Barbatia* sp.	4720±30	4,4	4588-4934
SacA 54445	455	*Bittium* sp.	6900±30	3,5	7055-7372
SacA 54441	474	Indéterminée	6535±30	1,7	6648-6977
SacA 54443	477	*Bittium* sp.	6635±30	4,5	6757-7117
SacA 54442	490	Indeterminée	6530±30	0,6	6643-6972

V. DISCUSSIONS

V.1 DEFINITION DES UNITES STRATIGRAPHIQUES

L'ensemble des archives montrent une diminution progressive de la granulométrie du sédiment de la base vers le sommet. Le but de cette partie est d'établir une corrélation lithologique entre les faciès de chaque carotte, et de définir des unités sédimentaires à partir de ces derniers. Chaque unité sera un indicateur d'un environnement de dépôts particulier.

V.1.1 Unité A : dépôt éolien

L'unité A est présente uniquement sur l'archive TAH17-3, à travers le faciès 3-1 (Figure V.2). Elle est construite à partir de sédiments sableux très similaire aux sédiments de surface collectés sur le cordon dunaire. Le pourcentage de sable dans ce faciès est autour de 80-85 %, avec un très faible pourcentage de carbonate qui ne dépasse pas 1 %. L'analyse géochimique indique un appauvrissement du sédiment en Ca et Sr, ce qui est en accord avec les mesures de calcimétrie. L'analyse microfaunistique montre une absence des tests de foraminifères, à l'exception de quelques rares remplissages siliceux de coquille appartenant à des espèces planctoniques, provenant de l'érosion d'ancien dépôt marin dans la zone. L'unité A est probablement une extension stratigraphique des formations sableuses éoliennes qui couvrent des parties du cordon dunaire ancien.

V.1.2 Unité B : dépôt marin

Cette unité regroupe les faciès 1-1 (carotte TAH17-1), 5-1 (carotte TAH17-5) et 4-1 (carotte TAH17-4 ; Figures V.1 et V.2). Les sédiments qui forment ces faciès sont similaires, du point de vue sédimentaire, géochimique et microfaunistique, aux échantillons de surface collectés sur la plage de Tahaddart. Ils se composent de sable moyen coquillé, et relativement bien classé par l'action des vagues et des courants marins. Les concentrations de Ca, Sr et Zr sont très importantes, ce qui confirme la richesse du sédiment en carbonates biogènes et en minéraux lourds.

Les tests de foraminifères benthiques retrouvés dans l'unité B appartiennent, en grande partie, à des espèces marines, représentées par *Ammonia beccarii*, *Uvigerina* sp., *Bulimina gibba*, *Elphidium crispum*, *Elphidium* sp., *Cibicides pachyderma* et *Lobatulus lobatulus*. Ces espèces correspondent en grande partie aux assemblages de foraminifères présents sur la marge atlantique marocaine (Mathieu, 1986). *Ammonia beccarii* et *Elphidium crispum*, par exemple, vivent dans des sédiments sableux, à des profondeurs entre 4 et 50 m (Mathieu, 1986). Le genre *Uvigerina* a une préférence pour les sédiments vaseux, dans des profondeurs supérieures à 130 m (Mathieu, 1986). L'état de préservation des tests est très moyen. Ces derniers montrent

des signes de processus taphonomiques sous forme de cassures, d'usures et de dissolutions. Étant donné que ces tests ont été transportés depuis le domaine marin vers l'intérieur de l'estuaire, il est difficile de savoir si ces signes taphonomiques ont été acquis avant, durant ou après la phase de transport. L'unité B est très riche en remplissages siliceux de tests de foraminifères planctoniques, qui proviennent probablement de l'érosion d'anciens dépôts marins dans la zone.

L'unité B contient des structures sédimentaires du type rip-up clasts et mud-draps. Les rip-up clasts sont des agglomérations de particules fines que nous avons retrouvées dans les faciès 1-1 et 5-1. Ils sont considérés dans la littérature comme des indicateurs de dépôt d'événements extrêmes marins (Morton et al., 2007). Les mud-draps sont des couches fines de sédiments vaseux, riches en matière organique, que nous avons identifiée dans les faciès 5-1 et 4-1**.** Leur présence peut être liée à des événements extrêmes marins (Dawson and Shi, 2000; Scheffers, 2015). Ils se mettent en place lorsque les vagues marines atteignent leurs distances maximales de pénétration, et que leurs vitesses sont très faibles, ce qui laisse le temps aux particules fines de sédimenter. Elles peuvent également avoir une origine fluviatile, et correspondre à des projections de sédiments fins lors d'événements de crues des deux rivières Hachef et Mharhar.

V.1.3 Unité C : dépôt estuarien à forte influence marine

L'unité C rassemble les faciès 1-2 (carotte TAH17-1), 5-2 (carotte TAH17-5) et 4-2 (carotte TAH17-4). L'alternance entre les couches sablo-silteuses et vaseuses indique un changement cyclique dans le régime sédimentaire. Les intervalles de sablo-silteux reflètent des conditions hydrodynamiques de haute énergie. Ils sont caractérisés par des concentrations importantes en traceurs géochimiques marins (Ca/Rb, Sr/Rb et Zr/Rb), et une concentration faible en traceurs terrigènes (Rb). L'assemblage de foraminifères benthiques dans ces niveaux est formé d'un mélange entre des espèces marines, tels que *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp. et *Bulimina gibba*, et estuariennes, représentées par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica*. Les intervalles vaseux, quant à eux, reflètent des conditions hydrodynamiques très calmes. L'abondance des sédiments fins dans ces intervalles explique les concentrations élevées de Rb. Les tests de foraminifères trouvés dans ces niveaux appartiennent en grande partie à des espèces estuariennes, représentés par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica.* L'état de préservation des tests est moyen pour les espèces marines (similaires à celles trouvées dans l'unité B). Par contre, les tests de foraminifères estuariens sont bien conservés, surtout dans les intervalles vaseux. Un assemblage de foraminifères, similaire à celui de l'unité C, a été identifié par Pascual et al. (2007) dans des sédiments de surface collectés prêts de l'embouchure du fleuve

Tahaddart. L'assemblage était dominé par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica,* accompagné par des espèces à affinité marine tels que *Rosalina globularis*, *Lobatula lobatula*, *Trilocula oblonga* et *Bulimina pseudoplicata*.

La couleur grise du sédiment est liée à la dégradation anaérobique de la matière organique. Cette dernière est présente, dans le faciès 4-2, sous forme de lamelles millimétriques qui chapeautent les intervalles vaseux (Figure IV.19). Dans les faciès 1-2 et 5-2, la matière organique est plutôt sous forme de particules fines présentent dans les intervalles vaseux. La dégradation anaérobique de la matière organique est probablement responsable des valeurs importantes de Cl et de S enregistrées dans cette unité. Le Cl inorganique (provenant de l'océan), peut interagir avec la matière organique pour former des composés organochlorés, qui peuvent se préserver dans le sédiment durant un intervalle de temps très important (Biester et al., 2004; Shinozaki et al., 2016). Le S (avec le Fe) est un indicateur des conditions redox (Croudace et al., 2006) ; dans les sédiments riches en matière organique, les deux éléments contribuent à la formation de sulfure de fer (pyrite) sous des conditions anoxiques (Hadler et al., 2018).

L'unité C ressemble aux séquences sédimentaires rencontrées dans les chenaux de marée et sur la partie inférieure de la slikke. L'alternance entre les sédiments silto-sableux et vaseux est provoquée probablement par le cycle de marée. Les intervalles silto-sableux seraient déposés durant les phases de jusant et de flot (vélocité maximale des courants de marée), tandis que les intervalles vaseux sont déposés durant la phase d'étale (vélocité très faible des courants ; Tessier, 1993; Durand et al., 2016). Ce type de séquence peut correspondre également à des cycles de marée plus long, de type équinoxe (21 mars et 21 septembre) ou Saros (chaque dix-huit ans et onze jours ; Tessier, 1993; Durand et al., 2016). Selon Davis et Dalrymple (2010), les lamelles de matière organique observées dans le faciès 4-2 (carotte TAH17-4), correspondent à des tapis d'algue qui peuvent se développer dans la zone intertidale estuarienne.

V.1.4 Unité D : dépôt estuarien à faible influence marine

Cette unité regroupe les faciès 4-3 (carotte TAH17-4) et 3-2 (carotte TAH17-3). La dominance des sédiments fins indique un environnement davantage protégé de la dynamique marine. Ceci se traduit sur le plan géochimique par une élévation des concentrations de Rb, et une atténuation des indicateurs géochimiques marins (Ca/Rb, Zr/Rb et Sr/Rb). La couleur grise du sédiment signale une persistance des conditions anaérobiques dans le milieu, avec une quantité de matière

organique plus importante comparé à l'unité C (comme l'indiquent les mesures de perte au feu). Les concentrations de soufre sont plus importantes, liées à une forte présence de pyrite dans le sédiment.

L'état de préservation des tests de foraminifère est correct dans les faciès 4-3. Par contre, le faciès 3-2 est complètement dépourvu de tests de foraminifère. Ces derniers ont été probablement dissous durant la diagenèse précoce du sédiment (plus d'explication dans la section V.2.2).

La présence des tests de foraminifères dans le faciès 4-3, indique que le milieu est toujours soumis à la dynamique marine, à travers les courants de marée. Les assemblages de foraminifère trouvés permettent de distinguer deux sous-environnements. Le premier occupe la partie basale du faciès 4-3 (entre l'échantillon 341 et 180). Il est composé de foraminifère à test calcaire, représenté par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* comme espèces majeures, et *Elphidium incertum*, *Cribroelphidium albiumbilicatum* et *Elphedium oceanense* comme espèces secondaires. Cette partie correspond probablement à la partie supérieure de la zone de slikke, qui est toujours soumise au balancement de la marée. Le deuxième sous-environnement, situé au sommet (échantillon 140), est composé uniquement d'espèces agglutinantes (test formé par des petits débris de sédiments cimentés (agglutinés) par des protéines secrétées par l'animal), représentées par *Trochammina inflata* et *Entzia macrescens*. Ces dernières sont connues dans la littérature comme indicateur d'environnements de type schorre, et peuvent supporter des conditions de salinité et d'oxygène très importantes (Cearreta, 1998; Murray, 2006). L'espèce *Entzia macrescens* (également nommée *Jadamina macrescens*) a été déjà décrite dans l'estuaire de Tahaddart comme indicateur de la zone de schorre (Pascual et al., 2007). La distinction entre ces deux sous-environnements dans l'unité D n'aurait pas pu être faite s'il y avait eu seulement la sédimentologie et la géochimie comme proxys pour caractériser ces environnements. Ceci montre l'importance des analyses de foraminifères benthiques dans les études paléoenvironnementales, surtout celles qui s'intéressent à la reconstruction du niveau marin.

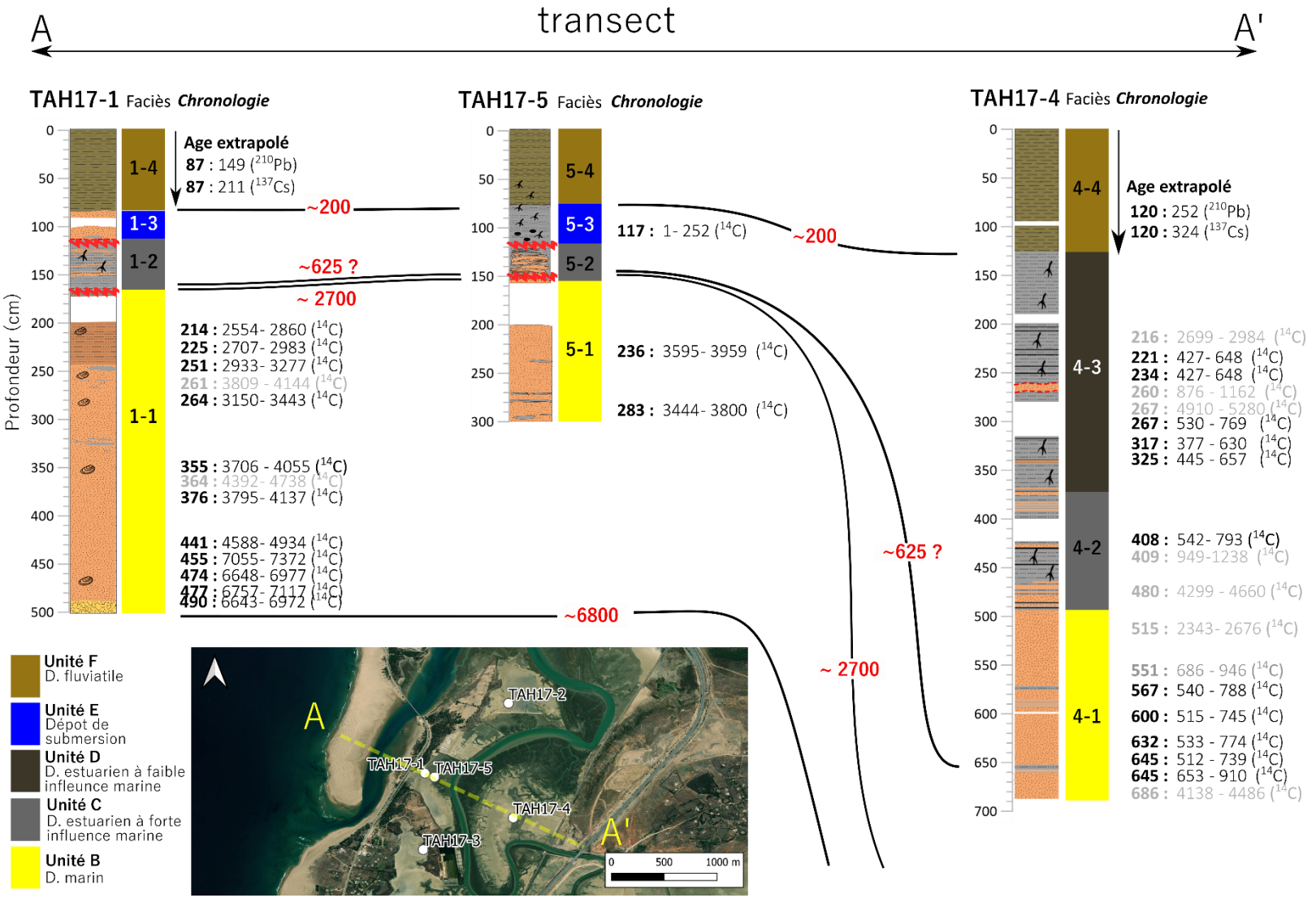


Figure V.1 - Corrélation chronostratigraphique entre les unités stratigraphiques des carottes TAH17-1, TAH17-5 et TAH17-4 (transect cross-shore AA'). Les âges sont en cal BP (par rapport à 1950).

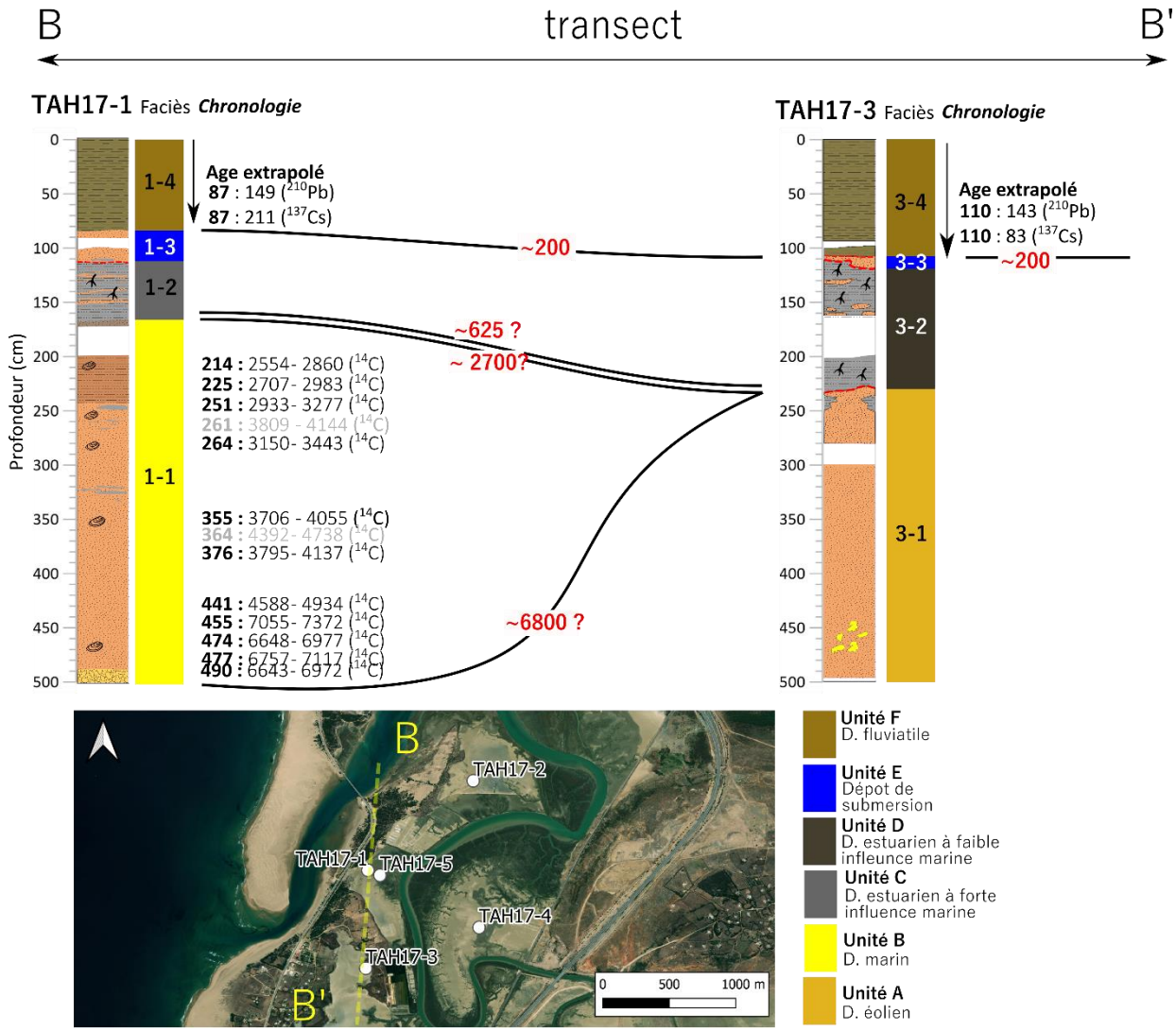


Figure V.2 - Corrélation chronostratigraphique entre les unités stratigraphiques des carottes TAH17-1 et TAH17-3 (transect long-shore BB'). Les âges sont en cal BP (par rapport à 1950).

V.1.5 Unité E : dépôt de submersion

L'unité E rassemble les faciès 1-3 (carotte TAH17-4), 5-3 (carotte TAH17-5) et 3-3 (carotte TAH17-3 ; Figure V.1). La structure du sédiment dans ces faciès est chaotique, avec une granulométrie allant de l'argile (en dessous de 2 µm) au gravier (20-2 mm). La base de ces dépôts est marquée par une surface d'érosion, qui les sépare par rapport aux unités sous-jacentes. Le faciès 1-1 se distingue par la présence de rip-up clastes à sa base. Ces caractéristiques laissent penser que les faciès 1-3, 5-3 et 3-3 ont été déposés par des événements de hautes énergies marines. Une description détaillée de cette unité sera présentée dans la partie V.4.2.

V.1.6 Unité F : dépôt fluviatile supratidal

L'unité F regroupe les faciès 1-4 (carotte TAH17-1), 3-4 (carotte TAH17-3), 4-4 (carotte TAH17-4) et 5-4 (carotte TAH17-5 ; Figures V.1, V.2). La dominance des sédiments fins indique un environnement très calme. La couleur brune jaunâtre de cette unité est liée à l'exposition prolongée du sédiment à l'air libre, qui provoque une oxydation des minéraux de fer. La concentration du Rb dans l'unité F est plus importante comparée aux autres unités. Par contre, la concentration des traceurs marins est pratiquement en dessous des seuils de détection. Le pourcentage de matière organique est presque nul. L'absence des foraminifères benthiques démontre que le milieu n'est plus sous influence de la dynamique marine. Les courants de marée n'atteignent plus, ou exceptionnellement la zone de carottage. Les caractéristiques de l'unité F sont celles d'un dépôt de plaine d'inondation qui domine actuellement la zone. Le matériel sédimentaire provient de l'érosion des versants qui entourent la plaine, et/ou durant d'événements de crues des deux rivières Hachef et Mharhar. Sur l'archive TAH17-3, l'unité F est marquée par un pourcentage de sable plus important comparé aux autres carottes, ce qui pourrait correspondre à des apports de sables éoliens provenant du cordon dunaire.

V.2 LIMITATIONS DE L'ETUDE

V.2.1 Chronologie en milieux estuariens

Établir un cadre chronologique pour des séquences sédimentaires estuariennes est souvent une tâche complexe, car les estuaires sont des espaces très dynamiques (ex. Colman et al. (2002)). C'est le lieu de rencontre entre les sédiments continentaux transportés par les fleuves, et les sédiments marins déplacés par les vagues et les courants de marée. Ceci donne naissance à des séquences sédimentaires difficilement interprétables de point de vue paléoenvironnementale.

De plus, les estuaires peuvent être confrontés à des événements extrêmes, de type tsunamis, tempête ou crues, qui peuvent éroder et remobiliser des sédiments déjà mis en place. Vient s'ajouter à cela l'action anthropique, capable de perturber encore plus les séquences sédimentaires, à travers différents types d'aménagements (ports, routes, projets touristiques, etc.). Au cours de notre analyse des quatre archives sédimentaires, nous avons pu remarquer la présence de plusieurs surfaces d'érosion, de hiatus et d'intervalles avec des taux de sédimentation importants (ex. unité E ; carotte TAH17-1, TAH17-3 et TAH17-5). La remobilisation du matériel sédimentaire, à cause de ces processus, pourrait expliquer les inversions d'âges ^{14}C obtenus dans les carottes.

Les âges ^{14}C obtenus sur des échantillons marins (bivalves, gastéropodes) nécessitent des corrections par rapport à l'effet réservoir marin (générale et locale), ce qui rajoute encore des incertitudes sur le cadre chronologique de nos dépôts. Le facteur de correction générale (R) est déduit automatiquement à partir des logicielles de calibration, tels que Calib ou OxCal. Par contre, le facteur de correction régional (DeltaR) dépend de chaque zone côtière. Il est calculé à travers la comparaison des âges ^{14}C obtenus sur des échantillons continentaux et marins contemporains (Martins and Soares, 2013). Selon la base de données « Marine Reservoir Correction Database » (http://calib.org/marine/), aucune étude n'a été réalisée sur la côte Atlantique marocaine pour déterminer ce facteur de correction régional. Nous avons tenté de calculer la valeur de Delta R en se basant sur un morceau de bois (SacA 54447) et une coquille marine (SacA 54446) collecté à 234 cm dans la carotte TAH17-4. Nous avons, premièrement, utilisé la courbe Intcal13 (Reimer et al., 2013) pour calibrer la date ^{14}C obtenus sur le morceau de bois (1240 CE ; Reimer et al., 2013). Ensuite, la valeur ΔR est calculée en soustrayant l'âge du modèle marin, estimée à 1240 CE (1180 ± 24 yr ^{14}C ; Reimer et al., 2013 ; Tableau V.1 ; Figure V.3), de l'âge ^{14}C apparent de la coquille marine (1105 ± 30 yr BP ; Tableau V.1), ce qui correspond à -75 ± 20 ans. Cette valeur est très proche de celle proposée par Martins and Soares (2013) sur la côte Andalouse en Espagne (–108 ± 31 ans) pour les derniers 3 000 ans. Selon ces auteurs, la valeur négative de Delta R correspond à une faible présence des courants d'upwelling durant cette période. En d'autres termes, les organismes marins durant les derniers 3 000 ans étaient moins en contacts avec des eaux de fond plus vieilles en ^{14}C. Néanmoins, Martins and Soares (2013) avait observé que la valeur de DeltaR était positive à environ 5000 BP, ce qui suggère que les conditions océanographiques prévalant dans la région durant cette période étaient différentes, caractérisées probablement par un renforcement des courants d'upwelling dans le golfe de Cadix. Ceci suggère une fluctuation significative des valeurs de

DeltaR pendant l'holocène. Dans notre cas, la valeur de -75 ± 20 ans ne peut pas être utilisée pour calibrer les dates ^{14}C antérieur à 3 000 ans. Par conséquent, nous avons préféré calibrer nos dates ^{14}C seulement par rapport au facteur global (R), en attendant que d'autres travaux viennent apporter des réponses vis-à-vis cette problématique.

Tableau V.1 - Estimation de l'âge réservoir en utilisant les deux échantillons SacA 54447 (coquille) et SacA 54446 (bois) collectés dans la carotte TAH17-4.

Code laboratoire	**Matériel daté**	**Age ^{14}C (BP)**	**Âge historique obtenu à l'aide de la courbe Intcal13**	**Âge du réservoir marin R(t) (années)**	**Âge du modèle** (Marine13 curve)	**ΔR (années)**
SacA 54447	Coquille marine	1105 ±30	1240 CE	295	1180 ±24	-75 ±20
SacA 54446	Morceau de bois	810 ±30				

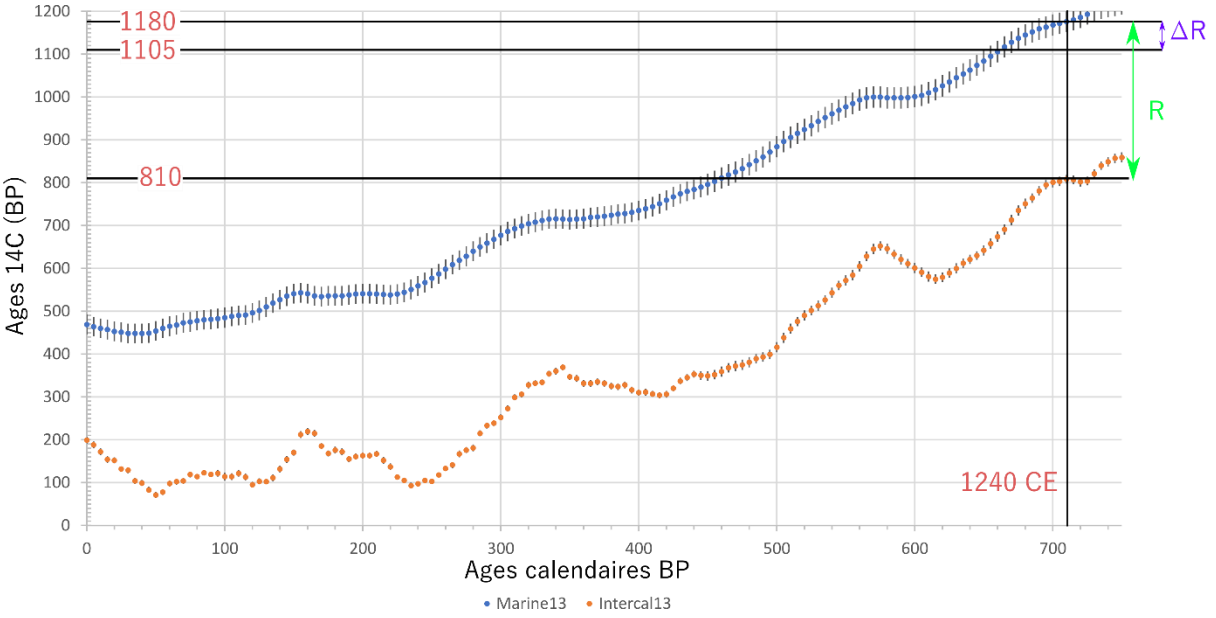


Figure V.3 - Visualisation graphique de la méthode utilisée pour l'estimation de la valeur de Delta R. La courbe de calibration Intcal13 est en couleur marron. La courbe de calibration Marin13 est en bleu. La ligne noire est la projection de l'âge historique 1240 CE sur les deux courbes Intcal13 et Marin13. La ligne verte à double flèche indique la valeur de R. La ligne violette à double flèche indique la valeur de DeltaR.

Des problèmes de datations peuvent être liés également au mode de vie de certains organismes fouisseurs sur lesquelles sont réalisées les datations ^{14}C. Par exemple, Bouchet et al. (2009) et Monge Soares and Matos Martins (2010) avaient signalé que l'espèce *Scrobicularia plana*, qui s'alimente de dépôts endo-benthiques, pouvait creuser des trous de 10-20 cm, ce qui a tendance à rajeunir des sédiments anciens, et causer des problèmes de datation.

Malgré l'ensemble de ces incertitudes, la chronologie des carottes est cohérente et permet d'établir une reconstitution paléo-environnementale pour l'estuaire de Tahaddart.

V.2.2 Processus taphonomiques et leurs impacts sur les assemblages des foraminifères

Le nombre de tests de foraminifères trouvés dans les carottes, varie entre 0 et 351 individus. Ce nombre reste faible comparé à d'autres archives sédimentaires estuariennes localisées sur les côtes atlantiques européennes (Ghosh et al., 2009; Moreno et al., 2014; Durand et al., 2016). La faible abondance des foraminifères benthiques observée dans chaque unité est liée en grande partie à des processus taphonomiques.

V.2.2.1 Unités A et F (environnement fluviatile)

Les unités A et F sont complètement dépourvues de test de foraminifères. Le sédiment qui compose ces unités a été mis en place dans un environnement continental. Par conséquent, il est parfaitement normal que ces unités soient dépourvues de tests de foraminifères.

V.2.2.2 Unités C et D (environnement estuarien)

Les unités C et D indiquent un milieu estuarien calme, riche en sédiments fins et en matière organique. On pourrait soupçonner dans un premier temps que le nombre réduit de tests dans ces deux unités soit lié aux conditions physico-chimiques du milieu, qui limiteraient le développement de ces organismes. Pour plusieurs espèces de foraminifère, il existe une gamme optimale d'apports en matière organique et en teneur d'oxygène dans leurs milieux de vie, pour qu'ils se reproduisent, soient compétitifs et atteignent leurs abondances maximales (Altenbach et al., 1999; Gooday et al., 2000; Jorissen et al., 2007; Caulle et al., 2014). Par exemple, la présence d'une quantité importante de matière organique dans le sédiment, pourrait entraîner une importante activité microbienne nécessaire à sa dégradation, et donc une grande consommation de l'oxygène présent dans le milieu, qui devient alors moins disponible pour les foraminifères (Talke et al., 2009). Néanmoins, les deux espèces dominantes dans les unités C et D, *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica*, sont capables de survivre dans des conditions de dysoxie (Milieu avec peu d'oxygène, situé entre l'anoxie et l'hypoxie) ou d'anoxie (Moodley and Hess, 1992; Thibault de Chanvalon et al., 2015), ce qui écarte cette première hypothèse en relation avec les conditions environnementales du milieu.

La deuxième hypothèse, qui est la plus probable, est de considérer que le nombre réduit de foraminifère dans le sédiment, comme résultats des processus taphonomiques post mortem. Berkeley et al. (2007) ont listé plusieurs processus taphonomiques qui touchent les tests de foraminifères agglutinés et carbonatés dans les zones intertidales, et qui sont liés principalement aux mécanismes de diagenèse précoce. Concernant les foraminifères agglutinés, la disparition de ces derniers est liée à l'oxydation directe du ciment organique du test par l'activité

microbienne. Dans la zone oxique (riche en oxygène) du sédiment, la minéralisation de la matière organique se fait par des communautés microbiennes aérobiques, qui vont utiliser comme source d'énergie le transfert des électrons depuis le carbone organique vers un accepteur d'électron qui est l'oxygène, selon l'équation suivante (Équation V.1) :

Équation V.1

$$CH_2O_{(aq)} + O_{2(aq)} => CO_2 + H_2O$$

Dans la partie anoxique du sédiment (zone située en-dessous de la zone oxique, et qui est dépourvue d'oxygène), la minéralisation se fait par un autre type de communauté microbienne anaérobique. Vu que l'oxygène est absent dans cette zone, le rôle d'accepteur d'électron sera assuré par d'autres éléments chimiques, tels que le manganèse, le fer et le sulfate dissous, selon les équations suivantes (Koretsky et al., 2005) :

Équation V.2

$$CH_2O_{(aq)} + 2MnO_{2(s)} + 3CO_{2(aq)} + H_2O_{(l)} => Mn^{2+}_{(aq)} + 4HCO^-_{3(aq)}$$

Équation V.3

$$CH_2O_{(aq)} + 4Fe(OH)_{3(s)} + 7CO_{2(aq)} => 4Fe^{2+}_{(aq)} + 3H_2O_{(l)} + 8HCO^-_{3(aq)}$$

Équation V.4

$$2CH_2O_{(aq)} + SO^{2-}_{4(aq)} => 2HCO^-_{3(aq)} + H_2S_{(aq)}$$

Le taux d'oxydation de la matière organique dans la zone oxique reste plus important comparée à la zone anoxique. Le nombre de communauté microbienne est plus important dans la zone oxique, car l'oxydation aérobique de la matière organique fournie une source d'énergie plus importante comparée à l'oxydation anaérobique (Berner, 1980). Kristensen et Holmer (2001) ont signalé également que les communautés microbiennes aérobiques ont une capacité enzymatique capable de complètement minéraliser la matière organique, tandis que les bactéries anaérobiques n'ont pas cette capacité. Ceci indique que les tests agglutinés ont moins de chances d'être préservés dans la zone oxique, comparé à la zone anoxique. Dans ce cas, le temps de résidence des tests dans la zone oxique est un facteur important dans la préservation de ces derniers. Un taux de sédimentation important dans le milieu va accélérer le passage des tests de la zone oxique vers la zone anoxique, et donc favoriserait la préservation de ces derniers. La bioturbation, quant à elle, va élargir l'épaisseur de la zone oxique, et donc augmenter le temps de résidence des tests agglutinés dans cette dernière. La température est mentionnée par Berkeley et al. (2007) comme accélérateur de l'oxydation de la matière organique dans les deux zones, oxique et anoxique. Les tests de foraminifères agglutinés peuvent être détruits également

à travers la prédation par la macrofaune, et durant la phase de séchage des sédiments au laboratoire (Douglas et al., 1980; Kuhnt et al., 2000; Murray, 2006).

La préservation des tests carbonatés est liée au degré de saturation des eaux interstitielles du sédiment en carbonates de calcium. Dans les sédiments intertidaux, qui sont caractérisés par un pH légèrement inférieur à 7,2, les deux formes dominantes de calcium dissous sont l'acide carbonique (H2CO3) et le bicarbonate (HCO3-), selon l'équilibre suivant (Équation V.5) :

Équation V.5

$$CaCO_{3(s)} + H_2CO_{3(aq)} => Ca^{2+}_{(aq)} + 2HCO^{-}_{3(aq)}$$

Une hausse de l'acide carbonique va favoriser la dissolution des carbonates de calcium, tandis qu'une augmentation du bicarbonate va favoriser la précipitation du $CaCO_3$. D'un côté, nous avons les réactions chimiques qui accompagnent la minéralisation de la matière organique dans la zone oxique. L'activité microbienne va produire une grande quantité de dioxyde de carbone, qui va se dissoudre pour donner l'acide carbonique, et provoquer ainsi la dissolution des tests de foraminifères calcaires. Berkeley et al. (2007) signalent que la quantité de matière organique qui arrive dans la zone oxique, et son degré de métabolisabilité, va accélérer, ou ralentir la dissolution des carbonates de calcium. Dans la zone anoxique, la minéralisation de la matière organique va produire du bicarbonate à travers les équations V.2, V.3 et V.4, ce qui va contribuer à la précipitation des carbonates, ou au moins la préservation des tests de foraminifères carbonatés. Sanders (2003) signale que dans la zone anoxique, la réduction simultanée du Fer et du sulfate entraîne la précipitation des phases solides de monosulfure de fer (FeS) et de la pyrite (FeS2), qui vont créer une alcalinité dans le milieu et contribuer à la préservation des carbonates de calcium. Le temps de résidence des foraminifères calcaires dans la zone oxique est un facteur important dans la préservation de ces derniers, et qui va dépendre, comme pour les foraminifères agglutinés, du taux de sédimentation, de la bioturbation et de la température du milieu (Berkeley et al., 2007).

Les deux faciès 3-2 (carotte TAH17-3) et 4-3 (carotte TAH17-4) exposent différents degrés de préservation des tests de foraminifère, bien qu'ils indiquent un même environnement de dépôt. Les tests sont très bien préservés sur le faciès 4-3, alors qu'ils ont été complètement dissous dans le faciès 3-2. Ce dernier contient quelques remplissages pyriteux de test de foraminifère, probablement laissé après la dissolution de la coquille principale. La Figure V.4 présente deux exemples de remplissages appartenant aux deux espèces *Ammonia beccarii* et *Haynesina germanica*. Le taux de sédimentation important dans le faciès 4-3 a probablement accéléré le

passage des tests de foraminifère de la zone oxique vers la zone anoxique, ce qui explique leurs bonnes préservations.

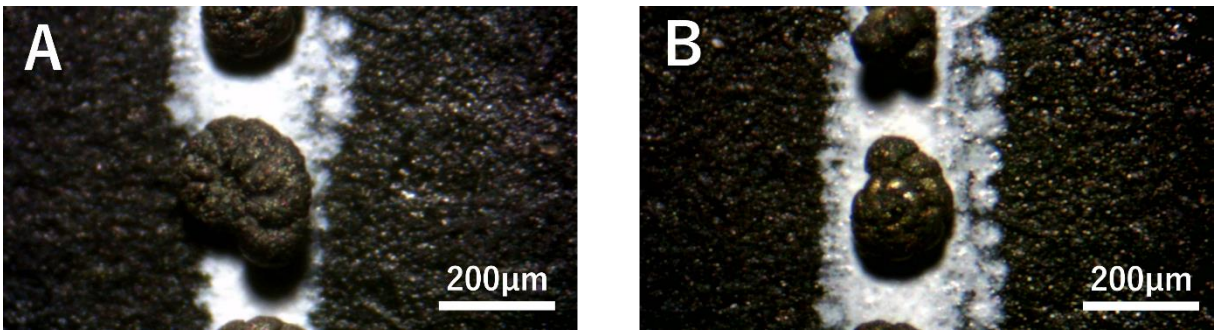


Figure V.4 - Remplissage pyritisé de tests de deux espèces de foraminifère calcaires, *Haynesina germanica* (A) et *Ammonia tepida (B),* trouvées dans le faciès 3-2 (carotte TAH17-3).

V.2.2.3 Unité B (environnement marin)

Les tests de foraminifères retrouvés dans l'unité B montrent des signes taphonomiques plus poussées, sous forme d'usure, de cassure, d'oxydation et de bioérosion (Figure V.5). Ces processus sont similaires à ceux constatés sur les tests de foraminifères actuels de plage, et sont typiques des environnements de haute énergie marine. L'état de conservation des tests ne permet pas d'avoir une taxonomie jusqu'à l'échelle de l'espèce pour l'ensemble des tests collectés. Pour certains, on s'est arrêté à l'échelle du genre.

Étant donné que les tests de foraminifères trouvés dans cette unité sont des tests transportés, il est compliqué de savoir si ces signes taphonomiques ont été acquis avant, durant ou après la phase de transport.

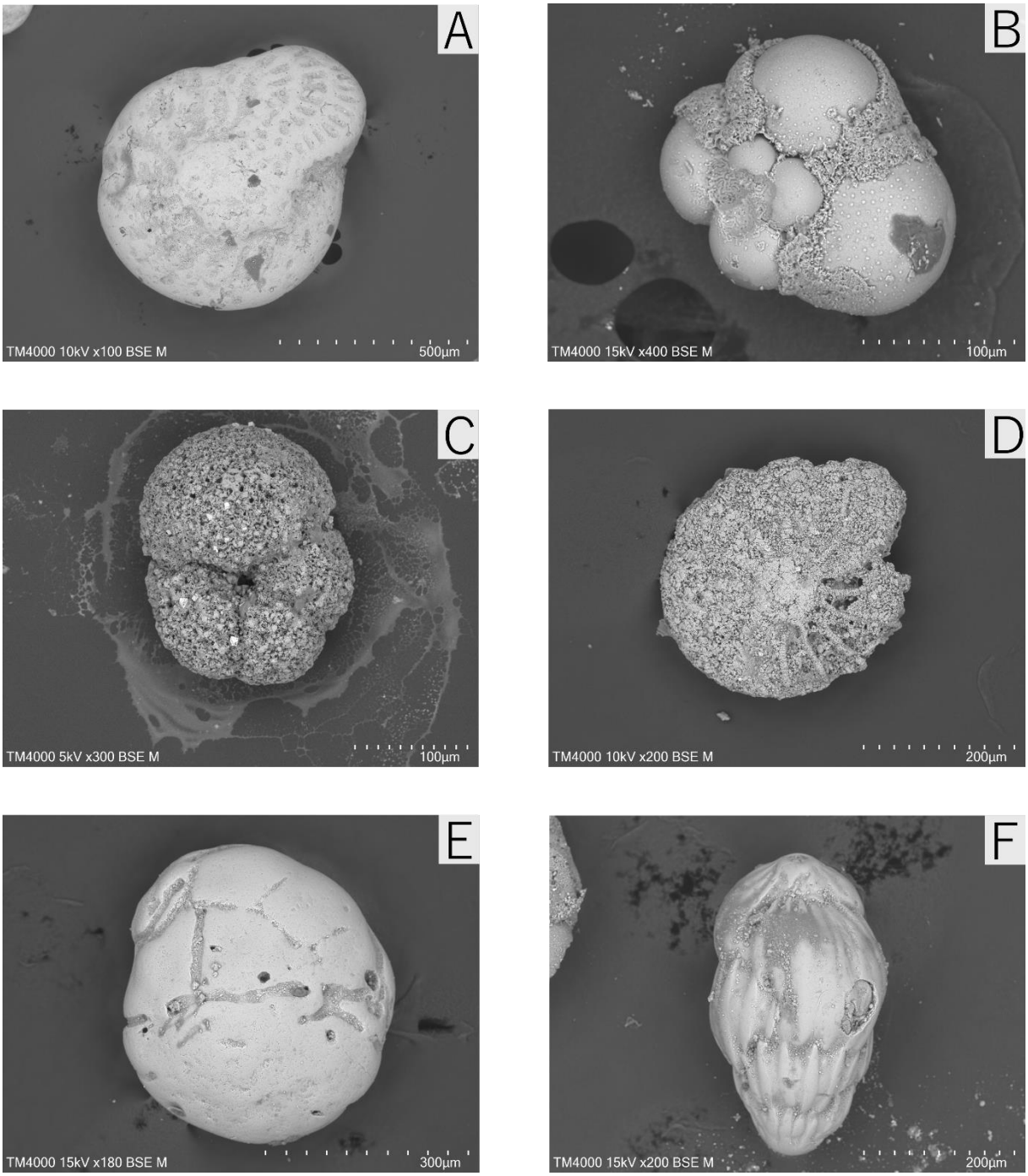


Figure V.5 - Traces de processus taphonomiques observées sur les tests de foraminifères. A : *Elphidium* sp. (Cassures et trace de dissolution). B : foraminifère planctonique (dissolution). C : foraminifère planctonique (dissolution). D : *Elphidium* sp. (dissolution). E : *Ammonia* sp. (Trace de bioérosion et de dissolution). F : *Uvigerina* sp. (cassures et trace de dissolution).

V.3 ESSAIE DE RECONSTRUCTION PALEOENVIRONNEMENTALE DE L'ESTUAIRE TAHADDART

À travers les unités sédimentaires présentées dans la section 5.1, et les données chronologiques obtenues par le $^{210}Pb_{ex}$, le ^{137}Cs et le ^{14}C, il est possible de présenter un scénario de l'évolution paléoenvironnementale de l'estuaire de Tahaddart au cours de la période Holocène. Il est nécessaire de signaler ici deux points importants : i) cette reconstruction

paléoenvironnementale concerne seulement la partie externe de l'estuaire (partie proche du littoral). La chronologie des phases environnementales présentée dans cette section, peut-être différentes sur des carottes collectées plus à l'intérieur de l'estuaire. ii) L'impact de la néotectonique sur l'évolution paléoenvironementale de la zone durant l'holocène est considéré comme négligeable. Proche d'Asilah, les dépôts de l'Ouljien (Tyrrhénien) sont situés pratiquement au niveau actuel de la mer (Ouadia, 1998). Ces formations Ouljienne sont supposées avoir une altitude entre 5 et 8 m, si nous prenons comme référence les terrasses quaternaires marines de Casablanca (Gigout, 1949). Par conséquent, le taux de subsidence dans cette zone est de l'ordre de ~0,004 à 0,0064 cm/an, soit 20 à 40 cm de subsidence sur les derniers 6 000 ans, ce qui est très faible comme valeur pour impacter l'évolution de l'estuaire.

Figure V.6 - Photo d'un affleurement qui montre la structure interne du complexe dunaire investiguée par Daugas et al. (2008) et El Talibi et al. (2016). La partie supérieure de cet affleurement est composée de sable éolien similaire à l'unité A.

V.3.1 Phase I (Avant 6800 cal BP)

Durant le dernier maximum glaciaire (environ 18 000 ans), le niveau marin était situé autour de 120/130m au-dessous du niveau actuel (Hernández-Molina et al., 1994; Waelbroeck et al., 2002). Cette diminution est liée à la baisse de la température moyenne planétaire durant cette époque, qui a provoqué le stockage d'une grande quantité d'eau dans les continents sous forme de glace. Étant donné que le niveau marin était très bas, il est possible d'imaginer que l'estuaire

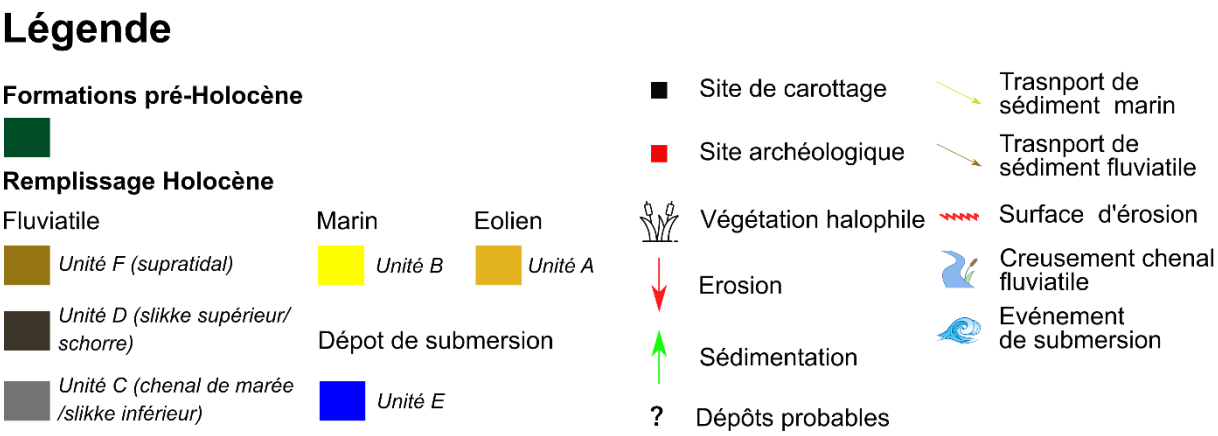
de Tahaddart était, à cette époque, une vallée profondément incisée par la convergence des deux rivières Hachef et Mharhar (Figure V.6). Ces deux rivières fusionnent en une seule avant de parcourir des dizaines de kilomètres supplémentaires vers le large pour rejoindre l'ancienne ligne de côte.

Le cordon dunaire, qui sépare actuellement l'estuaire de Tahaddart de l'océan Atlantique, faisait probablement partie du paysage avant la transgression holocène. El Talibi et al. (2016) ont estimé que ce cordon avait un âge pléistocène. Durant notre mission de terrain, nous avons pu remarquer, qu'en effet, la structure interne du complexe dunaire était composée de sédiments lithifié, probablement antérieur à la période holocène (Figure V.7 ; A). Sur ce complexe dunaire lithifié d'âge pléistocène se trouve une couche de sable éolien non consolidée, plus récente, contenant des vestiges archéologiques Néolithiques (Hadacek, 1979).

Après le dernier maximum glaciaire, l'augmentation de la température moyenne terrestre, va provoquer une fonte des glaciers continentaux, et entraîner une hausse générale du niveau marin, connue par la transgression holocène, ou Mellahienne selon la nomenclature marocaine. Afin de visualiser le maximum de cette transgression sur notre zone d'étude, nous avons essayé de cartographier l'extension des dépôts holocène sur la carte géologique El Manzla (1/50 000 ; Durand-Delga and Kornprobst, 1985 ; Figure V.7 ; B). Il est possible de constater sur la Figure V.7 (B) que les deux rivières, Hachef et Mharhar, ne faisaient plus partie du paysage à cette époque. Les deux vallées incisées sont transformées à cette époque en une baie semi ouverte à l'océan atlantique à travers des passes situées sur le cordon dunaire pléistocène.

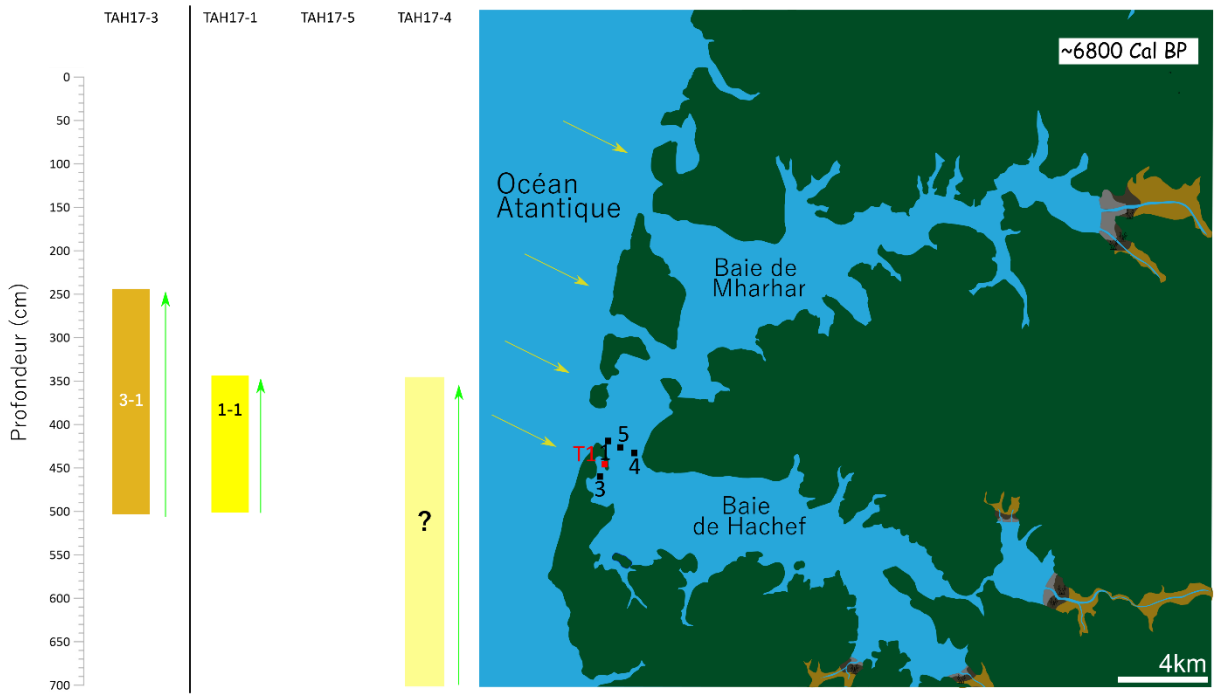
L'absence d'une courbe de niveau marin holocène sur la côte Atlantique marocaine, rend difficile la détermination de la hauteur maximale de cette transgression dans la zone. Les travaux de Gigout (1959) et Delibrias (1973), estiment que la transgression holocène sur la côte Atlantique du Maroc va atteindre son maximum à environ 6 000 ans, avec un niveau marin situé à plus de deux mètres par rapport au niveau actuel. Ces données sont en accord avec différentes études paléoenvironementales réalisées sur la côte Atlantique marocaine. Dans la lagune de Moulay-Bousselham, située à ~90 km au sud du Tahaddart, Zourarah et al. (2016) rapportent que la transgression holocène a envahi la zone à environ 6790-6640 BP. Carmona and Ruiz (2009) indiquent que la plaine alluviale du Loukkos était sous forme de baie autour de ~5550-5320 cal BP. À l'échelle du golfe de Cadix, le niveau marin holocène a connu deux phases majeures dans son évolution : (1) une première période d'augmentation rapide du niveau de la mer entre le début et la moitié de l'holocène (14000-7500/6000 BP), avec des vitesses entre ~7 et 20 mm/an ; suivit par une deuxième période (2), entre 7500/6000 BP et l'actuel, marquée par

une élévation très faible du niveau marin, autour de ~1 mm/an (Sousa et al., 2018). Cette décélération marque le maximum de la transgression holocène et le début d'une stabilisation du niveau marin jusqu'à atteindre les conditions actuelles (Lambeck et al., 2002). Dans la lagune de Melides (sud du Portugal), des données paléoenviromentales suggèrent une élévation rapide du niveau marin entre 11 000 et 5 500 BP, qui passe de -25 m à sa position actuelle à 5 000 BP (Cearreta et al., 2007). Sur la côte d'Algarve (sud-ouest du Portugal), Zazo et al. (2008) ont démontré que la zone avait connu une élévation rapide du niveau de la mer entre 9000 BP et 7000 BP, suivit par une période de décélération entre 7000 BP et 5000 BP, puis une stabilisation du niveau marin sur les 5 000 dernières années. Cette évolution est en accord avec le modèle d'évolution du niveau marin proposé pour l'estuaire de Bilbao, avec des matériaux fluviaux déposés pendant les bas niveaux marins, suivie par une transgression marine entre 8000 et 3000 cal. BP, puis une stabilisation du niveau marin sur les derniers 3 000 ans (Leorri and Cearreta, 2004). Notre reconstitution de ce haut niveau marin à 6800 ans est donc cohérente avec ces différents auteurs et confirme que l'unité sableuse observée dans nos archives (TAH17-1, figure V-1 pour l'âge et V-7 B pour la reconstitution) est bien contemporaine de ce haut niveau marin qui caractérise notre domaine d'étude en une baie semi-ouverte sur la mer.

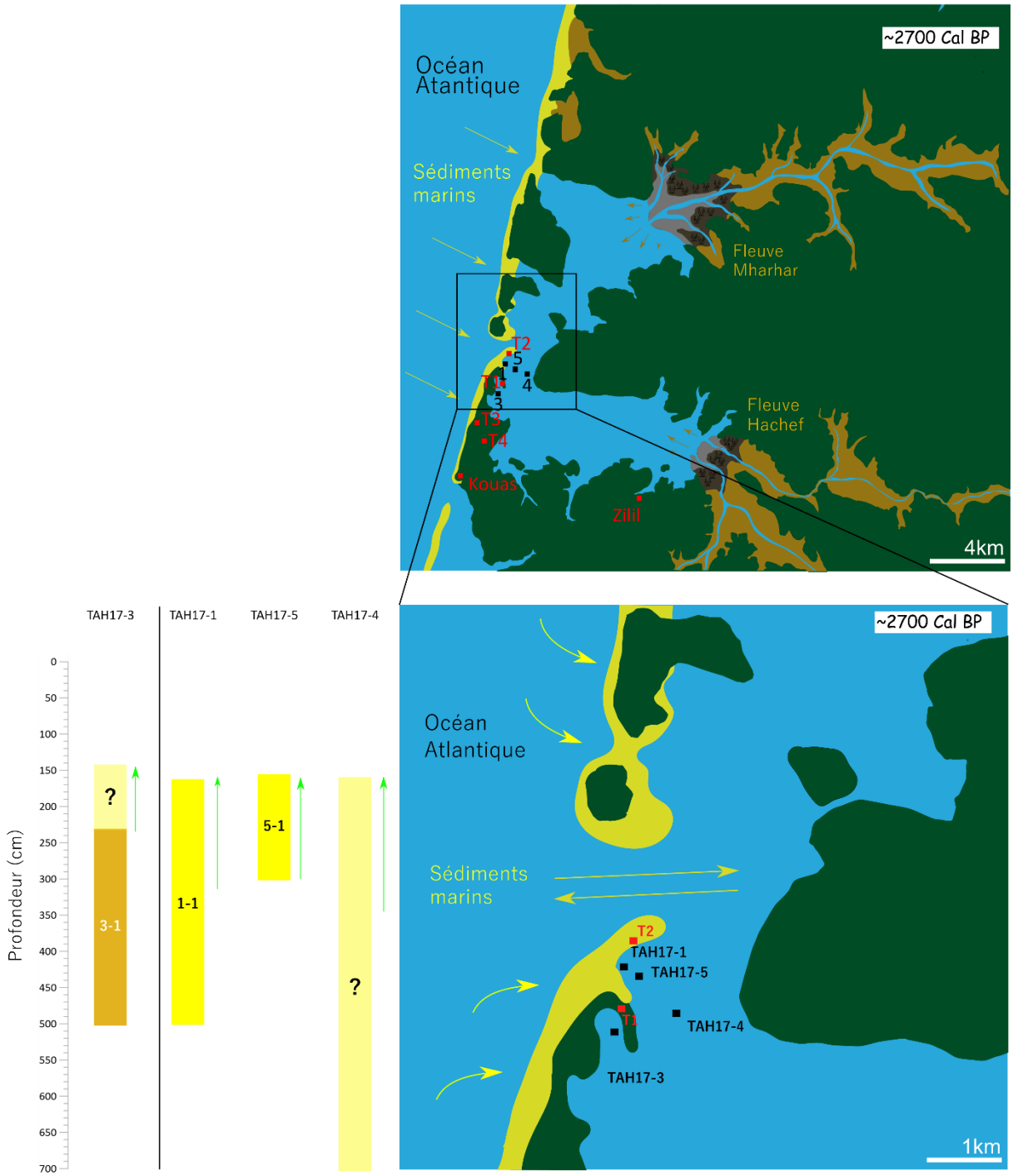


A) ~14000 cal BP

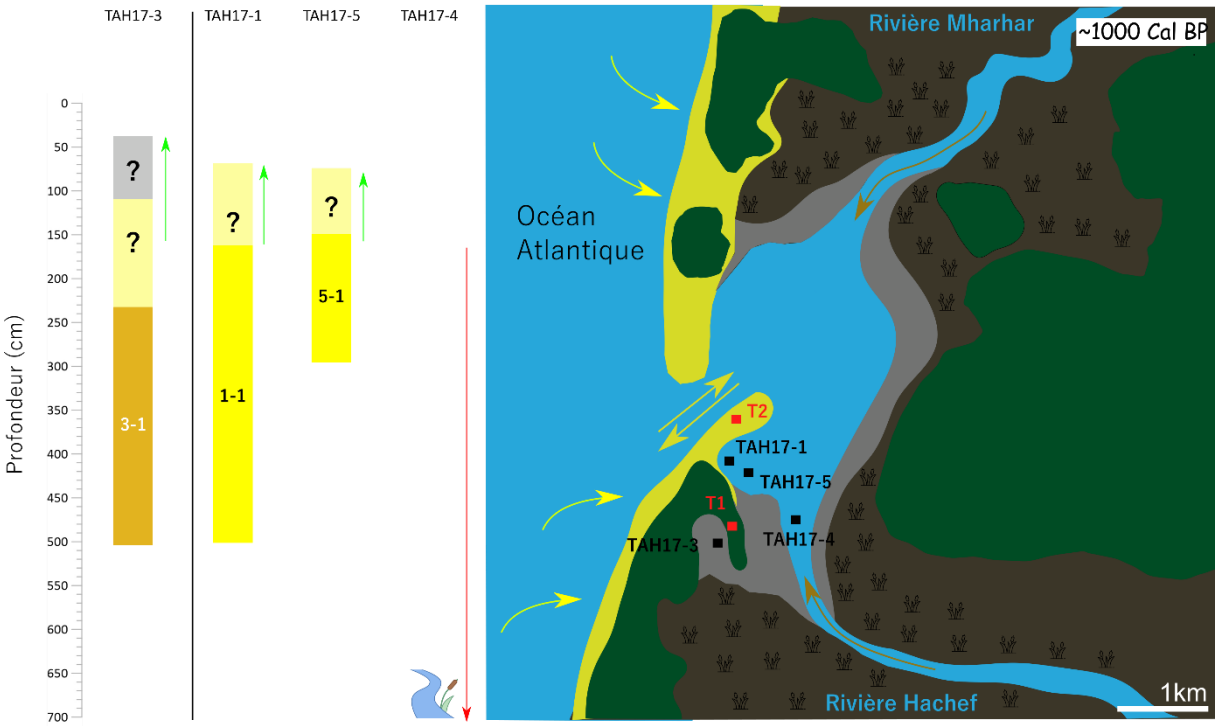
B) ~14000-6800 cal BP



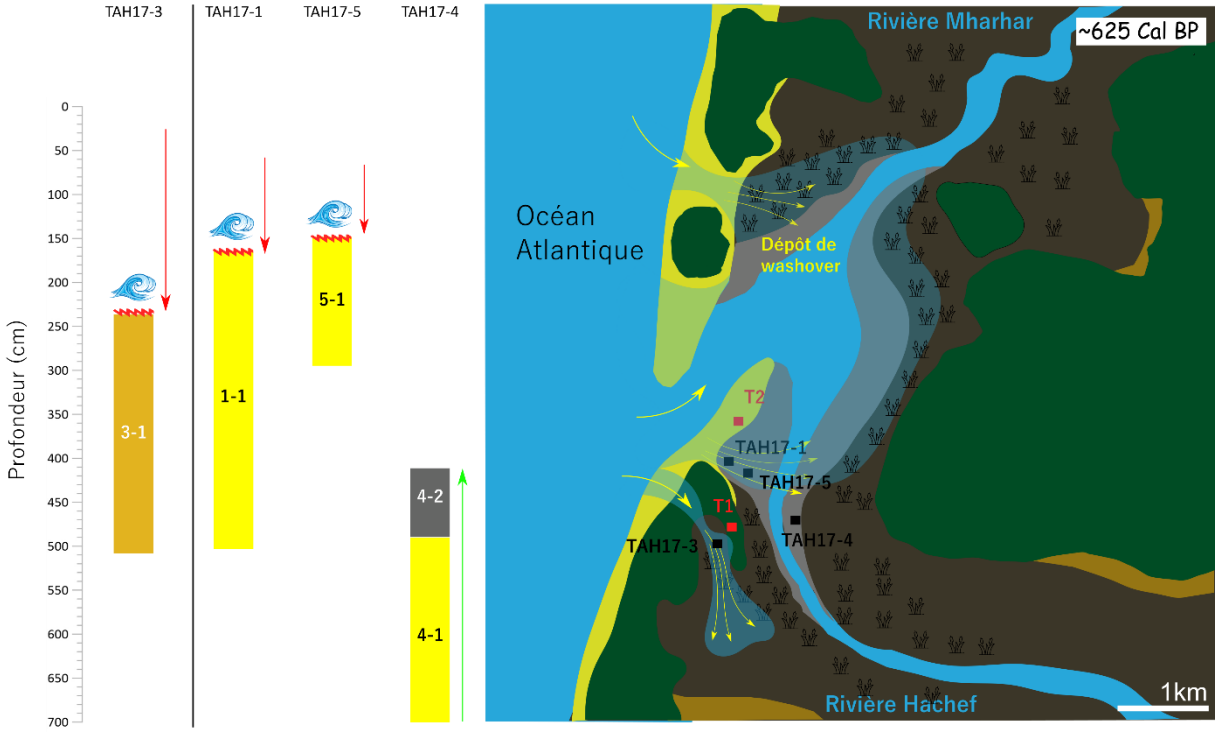
C) ~6800-2700 cal BP-Actuel



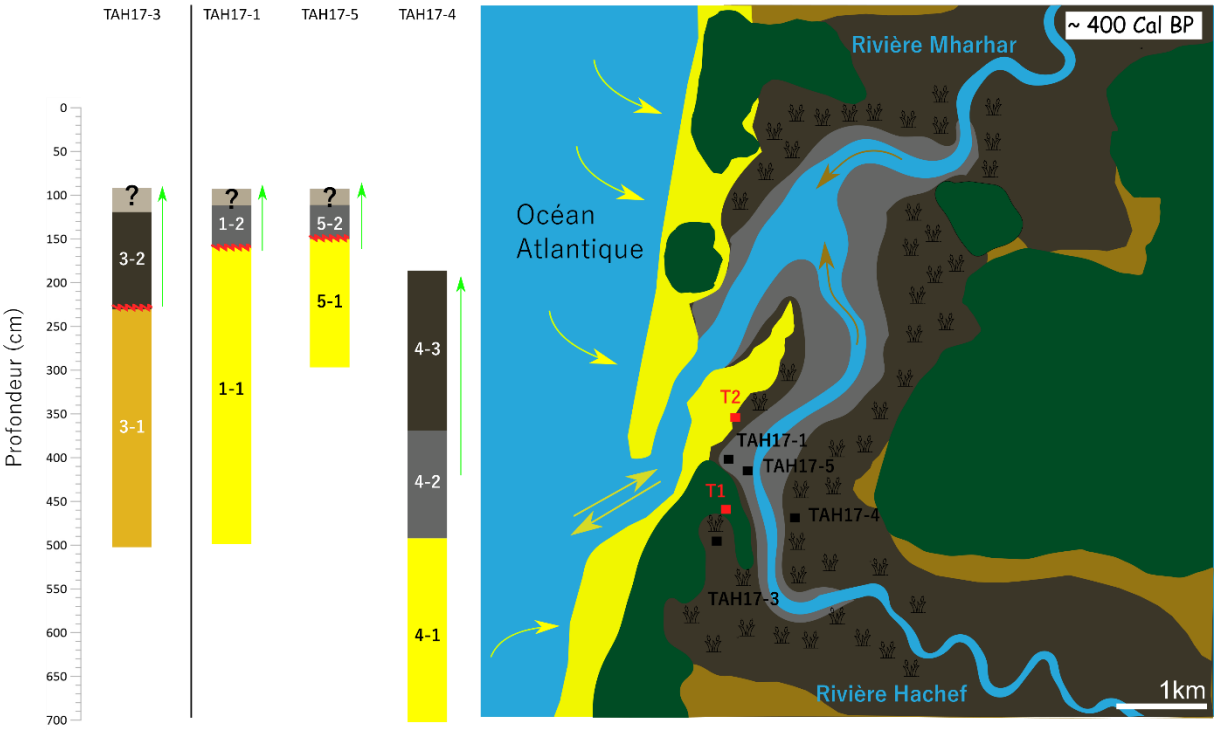
D) ~2700-1000 cal BP



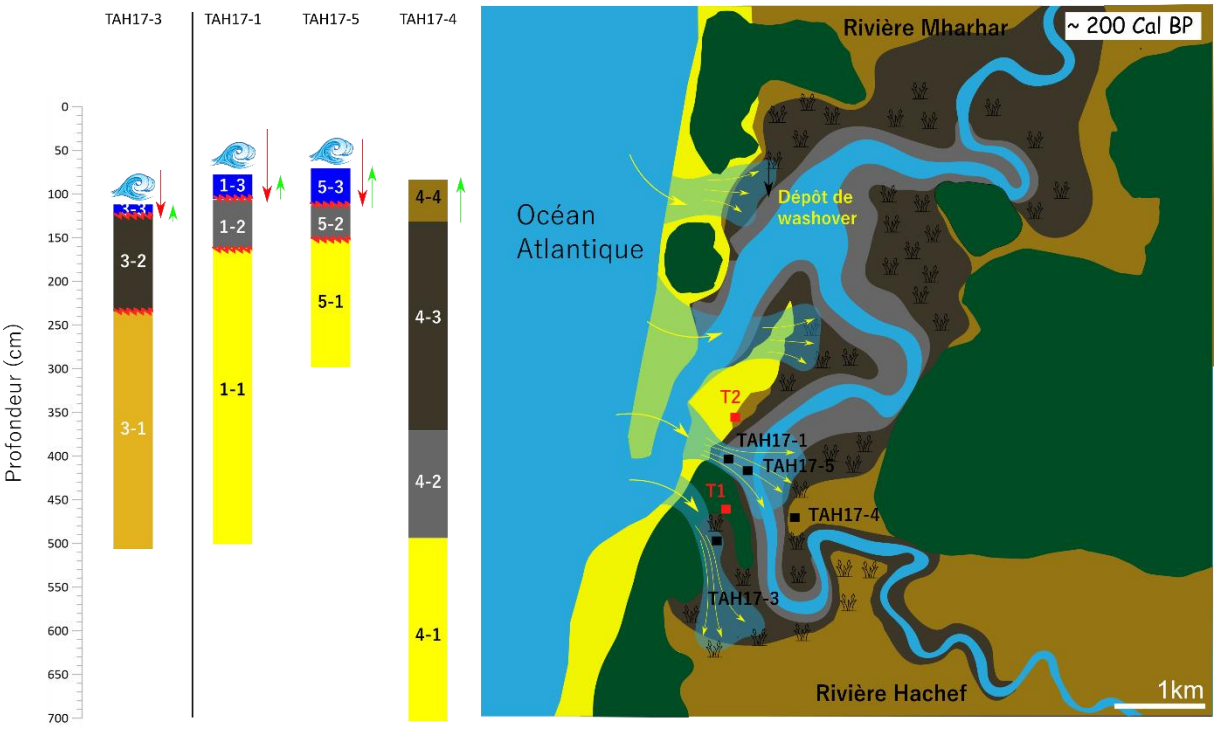
E) ~1000-625 cal BP



F) ~625-400 cal BP



G) ~400-200 cal BP



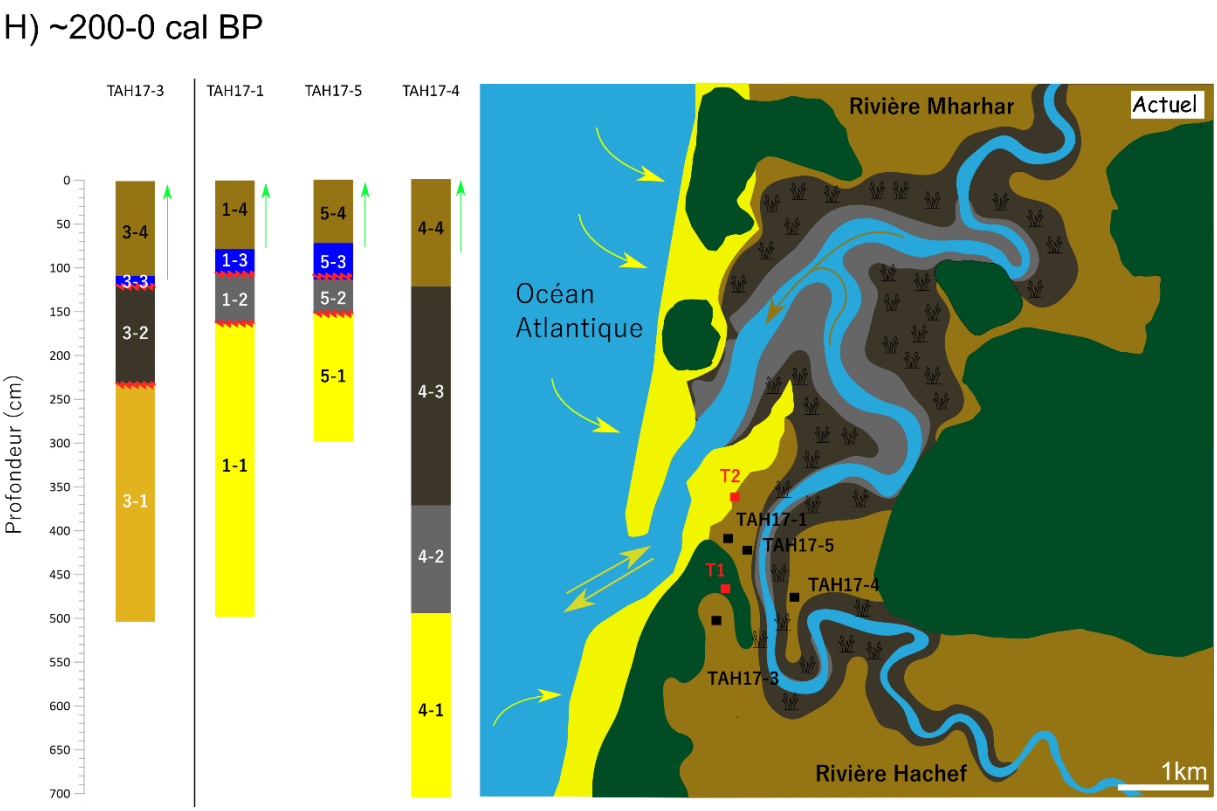


Figure V.7 - Reconstitution paléoenvironnementale de l'estuaire de Tahaddart durant la période Holocène. Phase 1 (antérieur à 6800 cal BP) **: A.** Incision de la vallée par les cours d'eaux Hachef et Mharhar liée à la période de bas niveau marin. **B.** Transgression holocène et transformation de la vallée en baie partiellement ouverte sur l'océan atlantique. Phase II (6800-625 cal BP) **: C.** Progradation des deux rivières Hachef et Mharhar à l'intérieur de la baie après la stabilisation du niveau marin. Renforcement du cordon dunaire pléistocène par des sédiments marins holocènes. **D.** Arrivée du delta du fleuve Hachef sur la zone de carottage à partir de ~625 Cal BP. Creusement d'un chenal par la rivière Hachef au niveau de la carotte TAH17-4. **E.** Occurrence d'un événement de submersion sur la zone à ~625 cal BP, responsable d'un hiatus sédimentaire sur les carottes TAH17-1 et TAH17-5 (TAH17-3 ?). Phase III (625-0 cal BP) : **F.** reprise de la sédimentation fluviatile sur l'ensemble des carottes. **G.** Occurrence d'un autre événement de submersion à ~200 cal BP, qui va provoquer un deuxième hiatus sur les carottes TAH17-1, TAH17-3 et TAH17-5. **H.** Reprise de la sédimentation fluviatile et comblement de ce qui reste comme espace de sédimentation.

V.3.2 Phase II (~ 6800-625 cal BP)

La stabilisation du niveau marin sur la côte atlantique marocaine, autour de 6000 BP (selon les estimations de Gigout (1959) et Delibrias (1973)), va diminuer le rôle des variations eustatiques du niveau marin dans l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire, et va accentuer celui des facteurs locaux, tels que la disponibilité des sédiments, le climat local des vagues, et les activités anthropiques, qui vont devenir les principaux facteurs de forçage. Sur la partie continentale de la baie, les deux fleuves du Hachef et Mharhar vont prograder sous forme de deltas de fond de baie et remplir progressivement la baie avec les sédiments fins transportés depuis le bassin-versant. Sur la partie côtière de la baie, où se trouve notre zone de carottage, les sédiments marins continuent à combler la baie (faciès 1-1, 5-1 et 4-1). Ces sédiments sont transportés

depuis le large vers l'intérieur de la baie via les vagues et les courants marins (Figure V.7 ; C). La productivité biologique locale participe également à ce comblement progressif de la baie.

La fin de la phase sédimentaire marine dans la zone de carottage est datée à 625 cal BP sur la carotte TAH17-4 (sommet du faciès 4-1), et à 2700 cal BP sur la carotte TAH17-5 et TAH17-1 (sommet des faciès 1-1 et 5-1). Ceci révèle une absence d'accumulation de sédiments marins entre 2700 et 625 cal BP sur les carottes TAH17-1 et TAH17-5 (Figure V.7 ; D et E). Ce hiatus sédimentaire d'environ 2 000 ans peut être expliqué par plusieurs hypothèses :

- Un arrêt de la sédimentation, déclenché par la fermeture des passes situées sur la barre pléistocène. Ces derniers assuraient les échanges de sédiments marins entre la zone de carottage et l'océan Atlantique. Dans les deux estuaires de Guadiana et de Guadalquivir, des taux de sédimentation très faibles (Boski et al., 2002, 2008), voire nuls (hiatus), ont été documentés entre 6000 et 3000 cal BP (Moura et al., 2007; Rodríguez-Ramírez and Yáñez-Camacho, 2008). Ces auteurs attribuent ce phénomène à une stabilité du niveau de la mer, qui a réduit l'apport de sédiments en provenance de l'océan atlantique ;
- Une origine anthropique liée aux activités économiques pratiquées par la population locale. Étant donné que la zone est très riche en vestiges archéologiques, il est possible que des opérations de dragage aient été réalisées prêt de l'embouchure du fleuve pour faciliter l'entrée des bateaux de pêche ou de commerce à l'intérieur de la paléo-baie. Pendant la période romaine, le dragage était utilisé dans certains grands ports autour de la Méditerranée, notamment à Carthage (Tunisie) et à Portus (Italie) (Marriner et al., 2005; Marriner and Morhange, 2007). Toutefois, cette hypothèse paraît peu probable car, à notre connaissance, il n'existait pas sur cette zone de port ou de ville côtière majeur ;
- Une érosion générée par une migration latéral des chenaux de marée. Avant 600-700 cal BP, la zone de carottage contenait probablement plusieurs chenaux de marée, dont certains passaient peut-être par les sites où se trouvent les carottes TAH17-1 et TAH17-5, provoquant ainsi l'érosion des sédiments présents sur ces derniers. Cette hypothèse est utilisée également pour expliquer les âges très récents et les taux de sédimentation élevés observés sur la carotte TAH17-4 (plus de détails dans la section V.3.3).
- Impact d'un événement extrême marin (de type tempête ou tsunamis), qui aurait provoqué l'érosion du sommet des faciès marins 1-1 et 5-1. L'âge de cet événement est estimé à ~625 cal BP. Cette hypothèse paraît la plus probable, vu que ce hiatus n'a été observé que sur les carottes proches de la ligne de côte (TAH17-1 et TAH17-5). De

plus, nous avons remarqué la présence d'un niveau sableux isolé dans le faciès 4-3 (carotte TAH17-4) avec un âge très proche de 625 cal BP. Ce dépôt pourrait donc être une trace sédimentaire de cet événement extrême.

Au bilan, entre 6800 cal BP et 625 cal BP, l'étude des archives sédimentaires conclue à l'existence sur toute cette période d'un environnement marin, une baie semi-ouverte sur la mer. Quelles informations pouvons-nous extraire des archives archéologiques et historiques textuelles sur cette période ?

- **Évidences d'un environnement marin :**

Entre 5047 et 6850 BP +/- 130 à 750 : Des vestiges archéologiques remontant à la période préromaine ont été découvert par Hadacek (1979) sur une dune éolienne avoisinant nos points de carottage (Figure V.7 ; site T1). Le site s'étend sur environ 10 ha et atteste d'une forte activité de pêche. Les fouilles réalisées indiquent qu'il s'agit de foyers aménagés contenant du mobilier de céramiques, de nombreuses coquilles marines de type de *Patella* et *Cardium,* ainsi que des vertèbres de thons perforés, qui auraient servi de grains d'enfilage (Daugas et al., 2008). Les datations ^{14}C et LOS (luminescence optiquement stimulée), réalisées par Daugas et al. (2008), placent ce site vers le milieu du Ve millénaire av. n é. Le sable éolien dans lequel a été trouvé ce vestige archéologique a des similarités lithologiques et géochimiques avec le faciès 3-1 (unité A). La construction de ce faciès a démarré probablement vers 6800 BP.

À l'Antiquité et plus précisément entre le VIe siècle BCE et le VIe siècle CE (entre 2550 et 1350 cal BP) : Le périple de Scylax mentionne au VIe siècle BCE (2550-2450 cal BP ; Müller 1855), la présence d'un golfe nommée "Kôtes" entre les deux villes de Tanger et de Lixus, qui sont respectivement des colonies phéniciennes et romaines (Dietler and Lopez-ruiz, 2009). Le périple mentionne également la présence d'une ville nommée Pontiôn à l'intérieur de cette baie. La ville maurétanienne de Zilil (voir Figure V-7 C pour son positionnement) avant de devenir une colonie augustéenne, était reliée à la mer à travers le port de Kouass, ou peut-être par la lagune qui occupait la zone durant cette période (Akerraz et al., 2009). Une archive textuelle fait état d'un port au Nord de Zilil (Akerraz et al., 2009). Selon Pline l'ancien, la colonie augustéenne de Iulia Constantia Zilil, se trouvait durant la période antique in « ora oceani » (Pline, HN, V, 2. cf. Lenoir et al., 1987 dans Akerraz et al., (2009)). Ces renseignements historiques indiquent que la transgression holocène est arrivée au moins jusqu'à la ville de Zilil, située à 7 km à vol d'oiseau de la ligne de côte actuelle (Figure V-7 C).

- **Évidences de la fin d'un environnement marin :**

Plusieurs sites archéologiques en relation avec les activités de salaisons sont découverts proche ou sur le cordon dunaire qui sépare actuellement l'estuaire de l'océan atlantique. Le site le plus intéressant a été découvert par Ponsich (1964) et s'étend sur environ 243,24 m^3 (site T2 ; Figure V.7). Il contient six usines de salaison de poisson et de production du Garum (sauce de poisson très appréciée durant la période romaine). Selon Trakadas (2015), ce site aurait fonctionné entre le 1er siècle BCE (1950-1850 cal BP) et le 6ème siècle CE (1450-1350 cal BP). Plus au sud, à environ 3 km, Ponsich (1964) avait remarqué la présence de deux petits sites archéologiques (Sidi Bou Nouar (T3) et Lalla Safia (T4)) avec un âge potentiel entre le 1er et le 3ème siècle CE (1950-1650 cal BP ; Ponsich (1964) ; Figure V.7). Ces deux sites étaient également en relation avec l'activité de salaison de poisson (Trakadas, 2015).

Les données historiques et archéologiques disponibles s'accordent donc sur le fait que l'estuaire de Tahaddart était une grande baie, au moins jusqu'à la fin de la période romaine (VIe siècle CE, soit 1450-1350 cal BP).

V.3.3 Phase III (~ 625-0 cal BP)

La phase III correspond à un environnement à dominante fluviatile. La progradation du delta du Hachef modifie drastiquement les faciès sédimentaires observés sur nos archives sédimentaires. Les sédiments marins sont recouverts par des sédiments fluviatiles provenant du bassin-versant. Le début de cette phase est daté sur la carotte TAH17-4 à environ 625 cal BP, grâce à des mesures ^{14}C obtenus sur des coquilles prélevées dans les faciès 4-2 et 4-3 (Figure V.7 ; E). Sur les autres sites de carottage, le démarrage de la phase fluviatile n'est pas daté, mais nous estimons qu'il est similaire à celui de la carotte TAH17-4 (~625 cal BP) à partir de l'étude du changement drastique de faciès (sédiments fluviatiles). Ces données chronologiques sont en accord avec des renseignements historiques fournis par El-Bakri. Cet historien, qui y a vécu au 11ème siècle CE (950-850 cal BP), décrit dans son livre « Kitāb al-Masālik wa-al-Mamālik » (Livre des Routes et des Royaumes) son trajet entre la ville de Tanger et Asilah, où il a été obligé de traverser sur des barques un grand fleuve nommé Tahaddart. Il mentionne également la présence dans la zone, d'un village florissant appartenant à la population de Tahaddart et d'une saline (Akerraz et al., 2009). Ces renseignements historiques confirment qu'il y avait dans la zone de Tahaddart un système fluviatile bien développé au cours du 11 ^{ème} siècle CE (950-850 cal BP), environnement qui peut être représenté par les Figure V.7 (D ou E). On ne connaît pas exactement le trajet d'El-Bakri durant son passage par l'estuaire, mais il a

probablement emprunté une route située plus à l'intérieur des terres, afin d'éviter les marais de ce qui reste de la baie, qui couvre toujours la zone de carottage durant le 11ème siècle CE (950-850 cal BP).

Les dates ^{14}C collectés sur les faciès 4-2 et 4-3 (carotte TAH17-4) sont très proches en âges, ce qui révèle un taux de sédimentation très important pour la mise en place de ces deux faciès. Quatre mètres de sédiment ont été déposés en seulement 200 à 300 ans (entre 700 et 400 cal BP), ce qui correspond à un taux de sédimentation exceptionnel, entre 1,3 et 2 cm/an. Sans aucun doute, la carotte TAH17-4 a traversé un paléochenal, qui s'est creusé avant ~625 cal BP par une défluviation du fleuve Hachef. Il est possible d'imaginer qu'à l'occasion de crues exceptionnelles, les eaux du fleuve ont rompu des bourrelets fluviaux et se sont frayées un nouveau lit dans la plaine alluviale, passant droit sur le site de carottage TAH17-4. Ce paléochenal s'est ensuite rapidement comblé (entre 700 et 400 cal BP), par du matériel fluviatile de débordement de crue suite à une nouvelle défluviation plus à l'Ouest du fleuve Hachef (Figure V.7).

L'analyse multiproxy adoptée pour ce travail a permis de distinguer trois unités stratigraphiques de la section fluviatile des carottes. Les caractéristiques de ces unités et l'ordre dans lesquelles elles sont superposées, révèlent une diminution progressive de l'espace de sédimentation disponible au sein de l'estuaire. Par exemple, dans la carotte TAH17-4, on passe progressivement d'un environnement de dépôt de type chenal de marée/slikke inférieur (unité C), caractérisé par des conditions hydrologiques nettement plus ouvertes sur l'océan Atlantique, vers une zone de slikke supérieur/schorre (unité D), qui est moins exposé aux processus de marée, puis vers un environnement de plaine alluviale (unité F) où l'influence de la marée est pratiquement absente. Cet ordre n'est pas respecté sur les autres sites à cause des hiatus sédimentaires. Sur les carottes TAH17-1 et TAH17-5, on passe directement de l'unité C à l'unité F. Sur la carotte TAH17-3, on retrouve seulement l'unité D et F ; l'unité C est absente.

La phase III est marquée par l'occurrence d'un événement de submersion majeure, autour de 200 cal BP. Cet événement est responsable de la mise en place de l'unité E dans les carottes TAH17-1, TAH17-5 et TAH17-3 (faciès 1-3, 5-3 et 3-3). La présence d'une surface d'érosion sur la partie basale de l'unité E, laisse penser qu'il existe un deuxième hiatus sédimentaire dans ces carottes (Figure V.7 ; G). Le manque de données chronologiques rend impossible l'estimation de ce hiatus en termes d'âge.

Après 200 cal BP, la sédimentation sur l'ensemble des carottes est caractéristique d'un environnement supratidale, représenté par la mise en place de l'unité F. Les courants de marée, chargés en matériel sédimentaire, n'arrivent plus aux points de carottage. Les sédiments qui composent l'unité F proviennent essentiellement de l'érosion du bassin versant et de dépôts de crues des deux rivières Hachef et Mharhar. Nous sommes dans une configuration de plaine d'inondation (Figure V.7 ; H).

V.4 TRACES SEDIMENTAIRES D'EVENEMENTS DE SUBMERSION MARINE

À partir des données paléoenviromentales présentées dans la section précédente, nous avons appris que l'estuaire de Tahaddart a connu deux phases paleoenvironnementales majeures. Une première phase marine, où la zone était caractérisée par une baie semi-ouverte sur la mer, avec une sédimentation principalement sableuse (unité B). Une deuxième phase fluviatile dominée par des sédiments fins silto-argileux provenant de la progradation des deux fleuves, Hachef et Mharhar (unités C, D et F). Nous allons essayer d'identifier, dans ces deux phases sédimentaires, des traces sédimentaires d'événements de submersion marine.

V.4.1 Critères de reconnaissance

V.4.1.1 Phase fluviatile (Unité C, D et F)

Les critères utilisés dans l'identification des dépôts de submersion se basent majoritairement sur des études réalisées sur des dépôts de washover récents mis en place dans des environnements côtiers calmes, de type estuaire, lagune ou lac côtier. En fonction des proxys que nous avons à notre disposition, nous allons utiliser ces mêmes critères pour identifier ces dépôts de submersion dans la partie fluviatile des carottes, qui regroupe les unités C, D et F.

La description visuelle des carottes est la première phase d'identification des dépôts de submersion marine. Ces dépôts sont facilement détectables à l'œil nu, car ils se présentent sous forme de couches sableuses, intercalées dans des dépôts fins, dominant dans les environnements côtiers de faible énergie. Ces dépôts sont caractérisés, la plupart du temps, par un contact basal érosif, et par un granoclassement normal (Morton et al., 2007). Dans ces dépôts, il est possible de retrouver des structures sédimentaires de type rip-up clasts et/ou mudraps (Morton et al., 2007).

L'analyse granulométrique permet d'étudier, plus en détail, le matériel sédimentaire des carottes, surtout lorsque celle-ci est réalisée à haute résolution (chaque centimètre). Elle permet d'identifier les événements discrets, qui laissent une trace sédimentaire difficilement reconnaissable à l'œil nu. Nous avons utilisé les données de granulométrie et le diagramme de

Boulay et al. (2003) afin de détecter la fraction granulométrique qui caractérise le mieux les dépôts de submersion dans chaque carotte. Ce diagramme repose sur le calcul de l'écart type pour chaque classe granulométrique, afin d'identifier celles qui montrent les plus importantes variations au cours du temps. À partir de la Figure V.8, on constate la présence de trois populations granulométriques à fort écart-type (écart-type supérieur à 1). La première est observée sur les trois carottes TAH17-1, TAH17-5 et TAH17-4, et correspond à la fraction 1-8 µm (argile à limon fin). Elle caractérise les sédiments fins estuariens. La deuxième population, située entre 121-786 µm (sable fin à grossier), correspond à du sable provenant de la plage et/ou du cordon dunaire. La troisième, observée sur la carotte TAH17-1, représente la fraction très grossière (>1 600 µm), liée à la présence de débris coquilliers. À partir d'une comparaison entre ces diagrammes et la granulométrie des sédiments de surface collectés sur la plage et le cordon dunaire (Figure V.8), on remarque que le deuxième intervalle dans chaque carotte (ex. 133-594 µm pour la carotte TAH17-1) peut être utilisé pour tracer les sédiments marins transportés vers l'intérieur de l'estuaire durant les événements de submersion.

L'étude géochimique des échantillons de surface a permis d'identifier les sources de sédiments arrivant à l'estuaire de Tahaddart. Les sédiments marins se caractérisent par un enrichissement important en Zr, Ca et Sr, et une faible concentration en traceurs terrigènes, représentés par le Rb. Par opposition, les sédiments provenant du bassin-versant sont plus enrichis en Rb, et plus appauvris en traceurs marins (Ca, Sr et Zr) (section IV.1.1.2). La géochimie peut être donc un moyen efficace pour différencier, sur une même séquence sédimentaire, entre les dépôts de crues et les dépôts de submersion marines.

L'analyse des tests de foraminifères est également un moyen efficace pour confirmer l'origine marine d'un dépôt de submersion. Ce proxy permet d'aller plus loin dans l'analyse de ces dépôts, à travers (i) l'identification de la source du sédiment (la profondeur depuis laquelle il a été transportée et la distance de transport), et (ii) les caractéristiques hydrodynamiques des vagues responsables de leurs mises en place (vitesse d'écoulement, turbidité, etc. ; Mamo et al., 2009). Ceci est conditionné par la présence d'une cartographie actuelle des habitats écologiques pour chaque espèce de foraminifères, ce qui n'est pas le cas pour notre zone d'étude. Cette approche dépend aussi de la bonne préservation des tests dans le registre sédimentaire, cependant, nous avons vu que les processus taphonomiques ont affecté énormément les carottes. Par exemple, le faciès 3-2 (carotte TAH17-3) a perdu l'ensemble de ces tests à cause de ces processus.

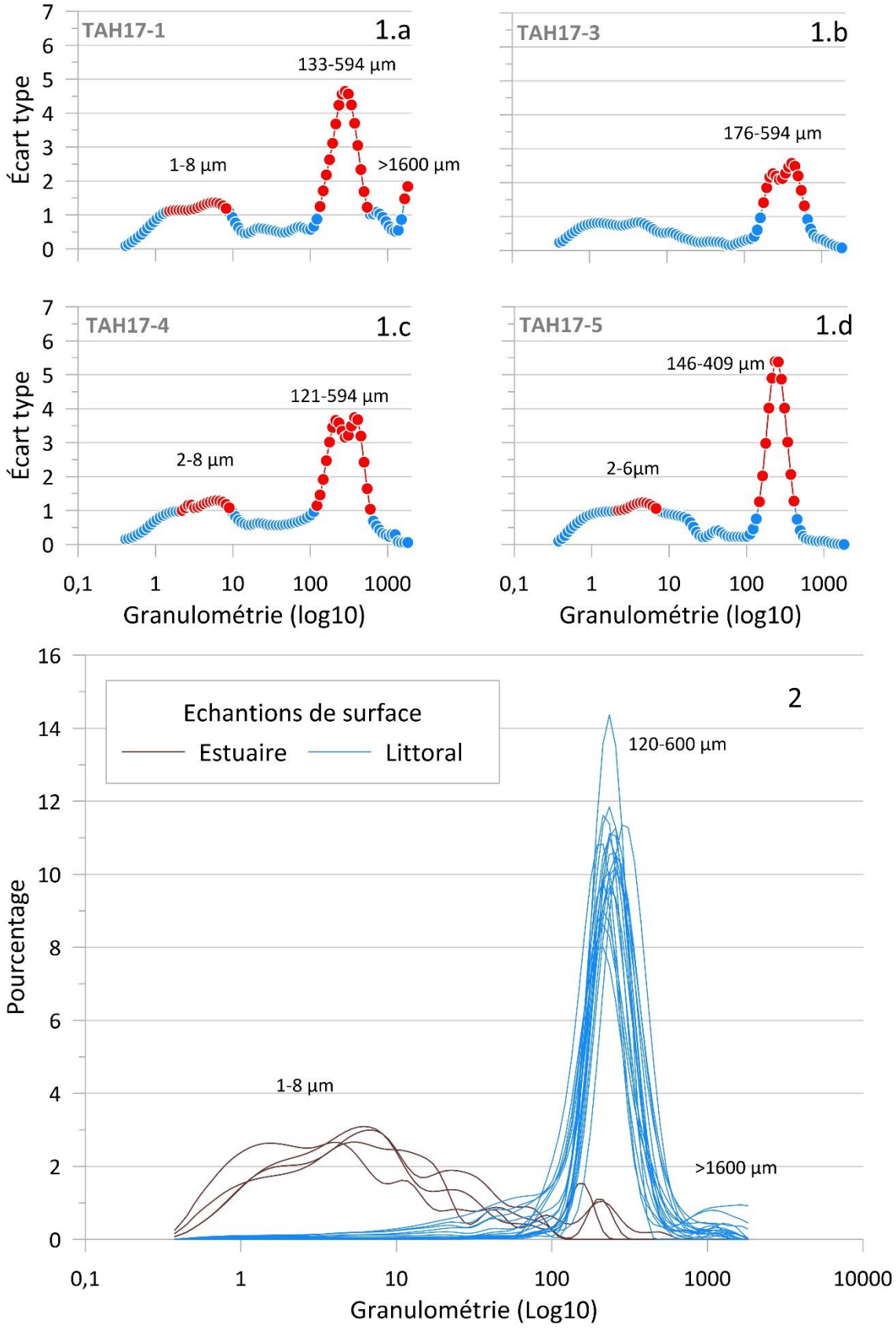


Figure V.8 - 1 : Variation de l'écart-type en fonction des classes granulométriques dans la carotte TAH17-1 (1.a), TAH17-3(1.b), TAH17-5 (1.d) et TAH17-4 (1.c). Les points rouges représentant les populations avec la plus grande variabilité. 2. Granulométrie des échantillons de surface collectés sur la partie littoral et estuaire de la zone de Tahaddart.

V.4.1.2 Phase marine (Unités B)

Sur la partie marine des carottes, les conditions environnementales sont défavorables à l'enregistrement sédimentaire des événements de submersion. Les dépôts de sable mis en place par les ondes de tempêtes ou les tsunamis, se superposent à d'autres dépôts de sable déposés par la dynamique marine normale. Cependant, nous avons remarqué que certains niveaux sableux dans les carottes TAH17-1 et TAH17-5, étaient riches en rip-up clastes. Ces structures sédimentaires peuvent très bien être le résultat de l'érosion du cordon dunaire pléistocène par un événement de tempête ou de tsunami.

V.4.2 Identification et datations des dépôts de submersion

La confrontation des observations visuelles, avec les données granulométriques (fraction granulométrique, Moyenne et indice de tri), géochimiques (Rb, Ca/Rb, Zr/Rb et Sr/Rb), et microfaunistique de foraminifère (% des espèces marines et estuariennes), a permis d'identifier, sur les différentes unités stratigraphiques, plusieurs dépôts de submersion marine.

V.4.2.1 Unité A

L'unité A est présente uniquement dans la carotte TAH17-3, à travers le faciès 3-1. Les derniers 40 centimètres (270-230 cm) de ce faciès correspondent probablement à un dépôt de submersion marine (niveau 3-E3 ; Figure V.10). D'après les analyses géochimiques, nous pouvons constater que cet intervalle est plus riche en sédiments marins (valeurs importantes des rapports Ca/Rb, Zr/Rb et Sr/Rb), en comparaison à l'ensemble du faciès 3-1, construit principalement à partir de sédiment éolien dépourvu de carbonates et de minéraux lourds.

Le sommet du faciès 3-1 est marqué par une discontinuité sédimentaire, dont l'origine est inconnue. Elle pourrait correspondre à un deuxième événement de submersion très érosive, dont le dépôt n'a pas été préservé. L'âge de cet événement serait similaire à celui de la base du faciès sus-jacent (3-2), qui est située à environ 625 cal BP. Il faut rappeler que cet âge n'a pas été obtenu à travers des mesures chronologiques directes sur le faciès 3-2, mais plutôt estimé par comparaison de ce faciès avec la carotte TAH17-4.

V.4.2.2 Unité B

L'unité B contient au total quatre niveaux probables de submersion. Trois dépôts ont été identifiés grâce aux structures sédimentaires de rip-up clastes. Il s'agit des niveaux 1-E14 et 1-E15, sur la carotte TAH17-1, et 5-E3, sur la carotte TAH17-5 (Figures V.9 et V.12). Ces clastes argileux proviennent certainement de l'érosion de la barre pléistocène durant des événements

de submersion. Le niveau 1-E13 (carotte TAH17-1) est identifié à travers la courbe du Zr/Rb, qui montre un pic important entre 160 et 220 cm. Certes, ce niveau est plus enrichi en sédiment fin et en foraminifères benthiques, mais arrive à maintenir un pourcentage de sable supérieur à 70 %. Les courbes de Ca/Rb et Sr/Rb indiquent que ce niveau est riche en carbonate biogène.

Les limites des niveaux 1-E14, 1-E15 et 5-E3 ont été établies de façon à encadrer les rip-up clastes, ce qui ne reflète pas l'épaisseur réelle des couches déposées par chaque événement (Figures V.9 et V.12). Les limites du niveau 1-E13 ont été établies en utilisant comme référence le pic de Zr associé à cet événement.

Les trois niveaux 1-E13, 1-E14 et 1-E15 sont datés respectivement autour de 2983-2554, 3443-2933 et 4055-3706 cal BP. Les deux niveaux, 1-E13 et 1-E14, sont relativement proches en termes d'âge, et peuvent correspondre à deux phases sédimentaires liées à un même événement de submersion marine, probablement de type tsunami. La phase de flux serait, dans ce cas, responsable de la mise en place du niveau 1-E14, ce qui expliquerait la richesse du sédiment en sable marin et en mud-clats. Le niveau 1-E13 se mettrait en place durant la phase de reflux. Les courants de retour sont généralement plus chenalisés et plus chargés en sédiments fluviatiles, ce qui expliquerait la richesse de ce niveau en sédiments fins, et en foraminifères benthiques estuariens (Figure V.9). La couche de vase sableuse, qui sépare les deux niveaux 1-E13 et 1-E14, est probablement une couche de mud-draps (Figure V.9) mise en place en raison des conditions de faible énergie qui dominent entre la phase de flux et de reflux (Fujiwara and Kamataki, 2007). Sur la carotte TAH17-5, la couche 5-E3 est datée autour de 3959-3444 cal BP. En prenant en considération les incertitudes liées aux datations radiocarbones, et la proximité entre la carotte TAH17-1 et TAH17-5, il est très probable que 5-E3 soit la continuité stratigraphique de la couche 1-E15 suivant un transect cross shore (Figure V.13).

V.4.2.3 Unité C

La majorité des niveaux sableux identifiés dans l'unité C ont été déposés par des courants de marées. Il est peu probable que ces dépôts soient liés à des événements de submersion. Nous avons compté au total 11 niveaux sableux dans TAH17-1 (1-E2/1-E12), et 9 dans TAH17-4 (4-E2/4-E10 ; Figures V.9 et V.11), avec des épaisseurs qui varient entre 0,5 et 6 cm. Ces niveaux sont concentrés dans des intervalles de 20 à 30 cm, avec des espacements plus ou moins réguliers. Nous pensons que l'alternance entre les couches de sable et de vase est le résultat d'un processus de sédimentation cyclique. Dans les environnements estuariens, les courants de marée peuvent produire ce type de séquence sédimentaire, appelé tidalite. Les niveaux sableux

sont déposés durant les phases de jusant et de flot (vélocité maximale des courants de marée). Les intervalles vaseux, quant à eux, se mettent en place durant les phases d'étale (très faible vélocité). Il faut signaler que certaines parties de l'unité C sont affectées par des processus de bioturbation, qui effacent la structure originale du sédiment, et avec elle des dépôts potentiels de submersion marine.

V.4.2.4 Unité D

Deux niveaux sableux de submersion ont été distingués dans l'unité D. Le niveau 4-E1 est situé dans la carotte TAH17-4 et mesure environ 6 cm (Figure V.11). Sa base est marquée par une discontinuité sédimentaire. Les profils géochimiques indiquent qu'il est très riche en carbonates biogènes et en minéraux lourds (valeurs importantes des rapports Ca/Rb, Sr/Rb et Zr/Rb ; Figure V.11). Il est marqué également par une augmentation du pourcentage de foraminifères benthiques marins, comparé aux sédiments sus- et sous-jacent. Les dates ^{14}C obtenues sur ce niveau indiquent qu'il a été déposé entre 530 et 769 cal BP (~600 cal BP). Le deuxième dépôt (3-E2) est situé dans la carotte TAH17-3, et mesure environ 3 cm (Figure V.10). Il est difficilement observable à l'œil nu, mais ressort très bien sur les profils granulométriques et géochimiques (pic du pourcentage de la fraction granulométrique 176-594 µm, pic des rapports Ca/Rb et Zr/Rb). L'âge de ce niveau est indéterminé.

V.4.2.5 Unité E

L'unité E est considérée dans son ensemble comme un dépôt de submersion marine. Elle regroupe les faciès 1-E1 (TAH17-1), 3-E1 (TAH17-3) et 5-E1 (TAH17-5 ; Figures V.9 et V.12). Les deux niveaux 1-E1 et 5-E1 mesurent respectivement 20 et 34 cm. Ils se caractérisent par une structure chaotique, avec une granulométrie allant des argiles aux sables grossiers. On retrouve dans le sédiment quelques galets arrondis de tailles variables (entre 0,5 et 1 cm), probablement d'origine fluviatile. Le contact avec les faciès sous-jacents est érosif, marqué par la présence de rip-up clasts sur la partie basale du niveau 1-E1. Sur les profils de géochimie et de granulométrie, ces deux niveaux de haute énergie ne ressortent pas clairement comme étant des dépôts de submersion marine, à cause de leurs richesses en sédiments fins (Figure V.9). Le sable marin, transporté durant la submersion vers l'emplacement des carottes TAH17-1 et TAH17-5, a dû être mélangé durant son trajet avec des sédiments fins érodés à partir de la dune pléistocène et des unités C et D, déjà présentes à l'intérieur de l'estuaire avant la submersion. De point de vue microfaunistique, le niveau 1-E1 est dominé complètement par des

foraminifères marins. Le niveau 5-E1 est plutôt formé par un mélange entre des espèces marines et estuariennes.

Sur la carotte TAH17-3, le dépôt 3-E1 mesure environ 4 cm. Il est plus enrichi en sable comparé aux deux niveaux 1-E1 et 5-E1, mais contient moins de carbonates biogènes et de minéraux lourds. Sa base est marquée par une surface d'érosion. L'absence de foraminifères benthique dans ce dépôt est probablement liée à des processus taphonomiques. Ce niveau est probablement construit à partir de sable éolien, provenant du cordon dunaire.

Les données chronologiques indiquent que ces trois dépôts de haute énergie sont déposés par un même événement de submersion marine. L'âge des couches 1-E1 et 3-E1 a été établi sur la base des mesures de $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs, réalisées sur les 30-40 premiers centimètres de l'unité F. En réalisant une extrapolation des taux de sédimentation, obtenus à partir de ces deux méthodes, jusqu'à la base de l'unité F, il est possible de dater les deux niveaux 1-E1 et 3-E1. La couche 1-E1 est datée à ~1770 CE (180 cal BP ; moyenne entre le $^{210}Pb_{ex}$ et ^{137}Cs), tandis que l'âge de 3-E1 est équivalent à ~1837 CE (113 cal BP). L'âge du niveau 5-E1 a été obtenu par des mesures ^{14}C. Il est situé autour de 665 BP (252-1 cal BP).

V.4.2.6 Unité F

Aucun dépôt de haute énergie n'est à signaler dans l'unité F. Les conditions environnementales durant les derniers 200 ans semblent être défavorables à l'enregistrement sédimentaire de ces événements extrêmes.

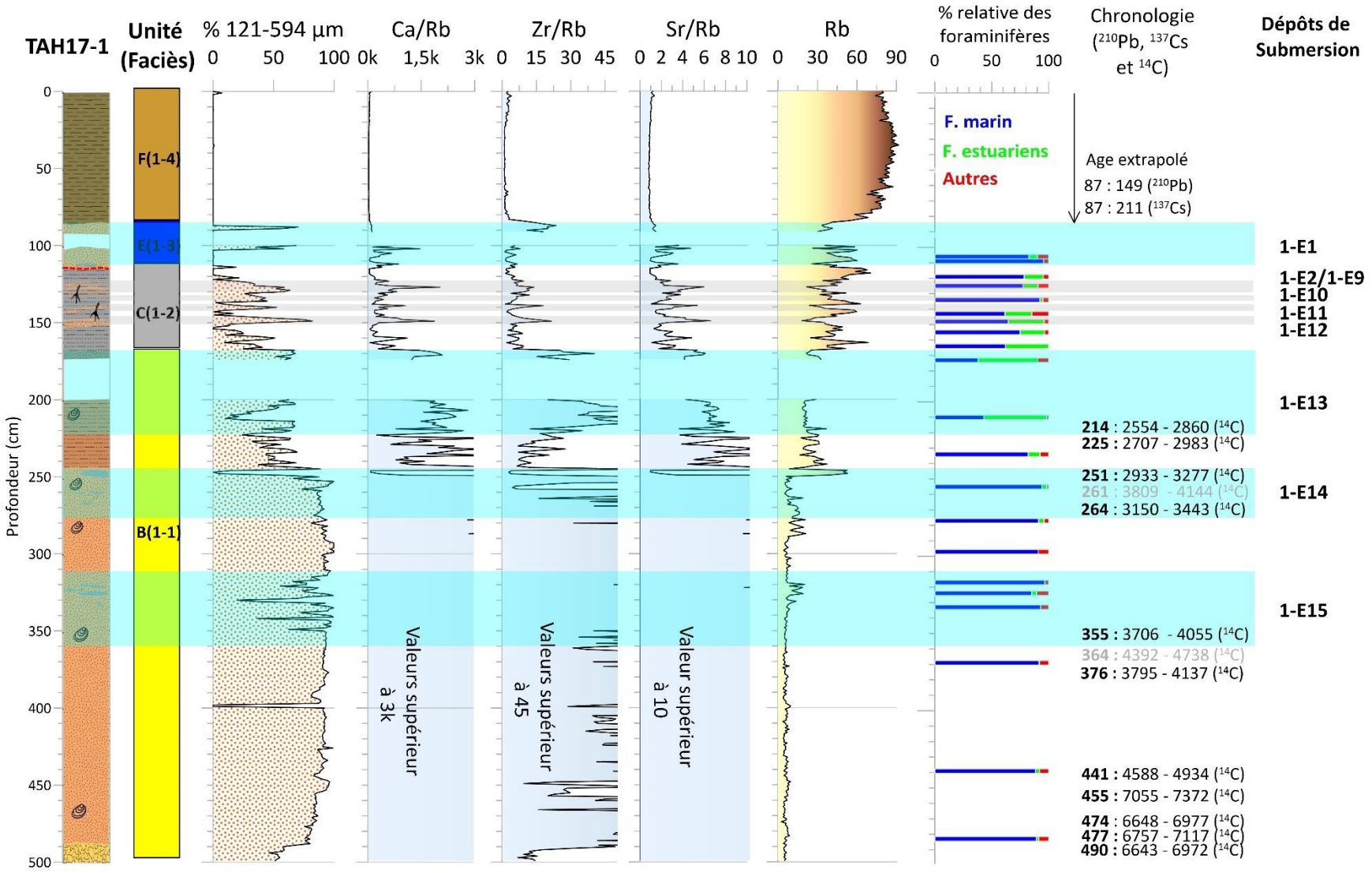


Figure V.9 - Niveaux sableux illustrant des dépôts sableux de submersion marine sur la carotte TAH17-1. Le bleu transparent est associé aux événements de submersion probables. Le gris transparent est associé aux événements de submersion peu probables.

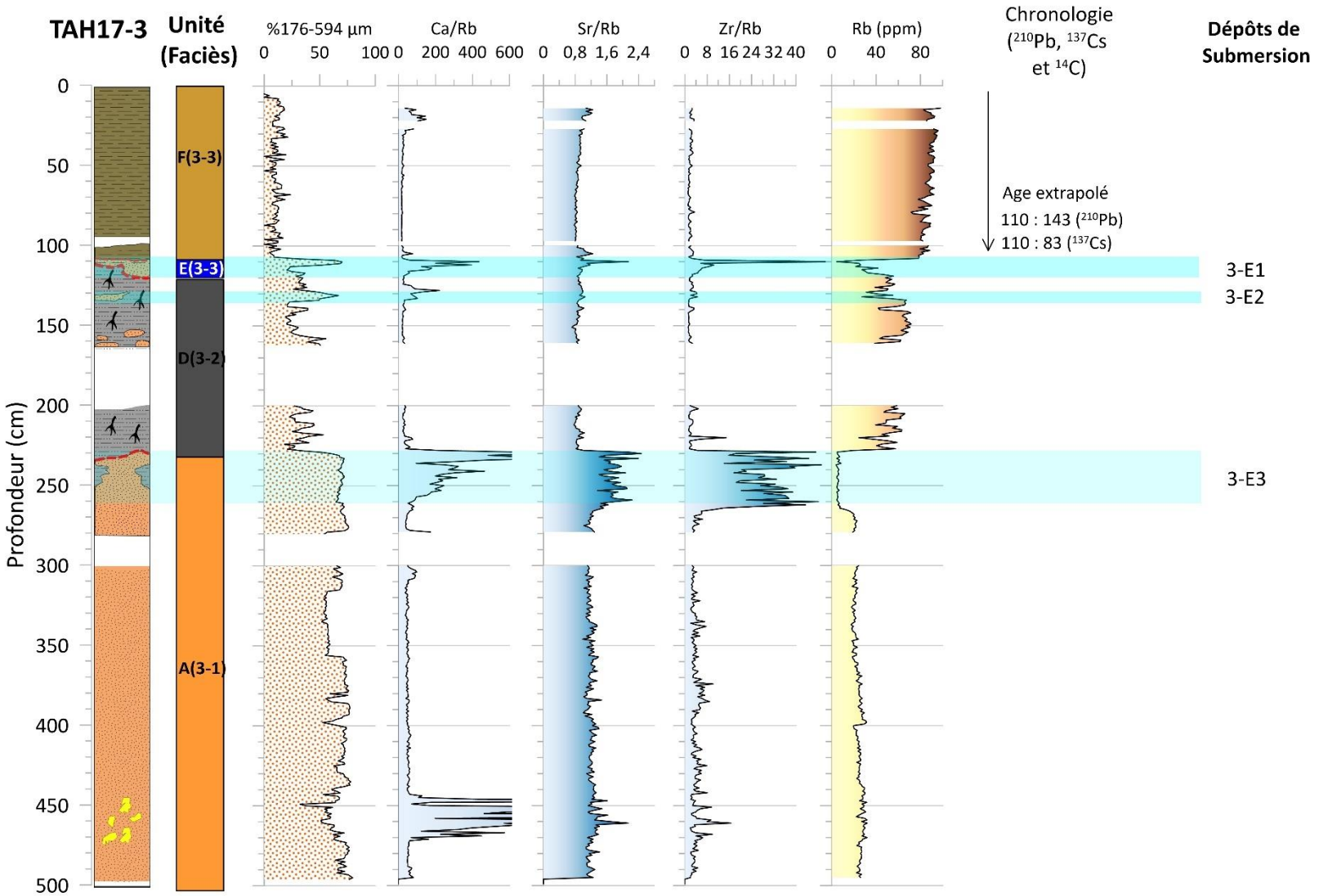


Figure V.10 - Niveaux sableux illustrant des dépôts sédimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-3. Le bleu transparent est associé aux événements de submersion probables.

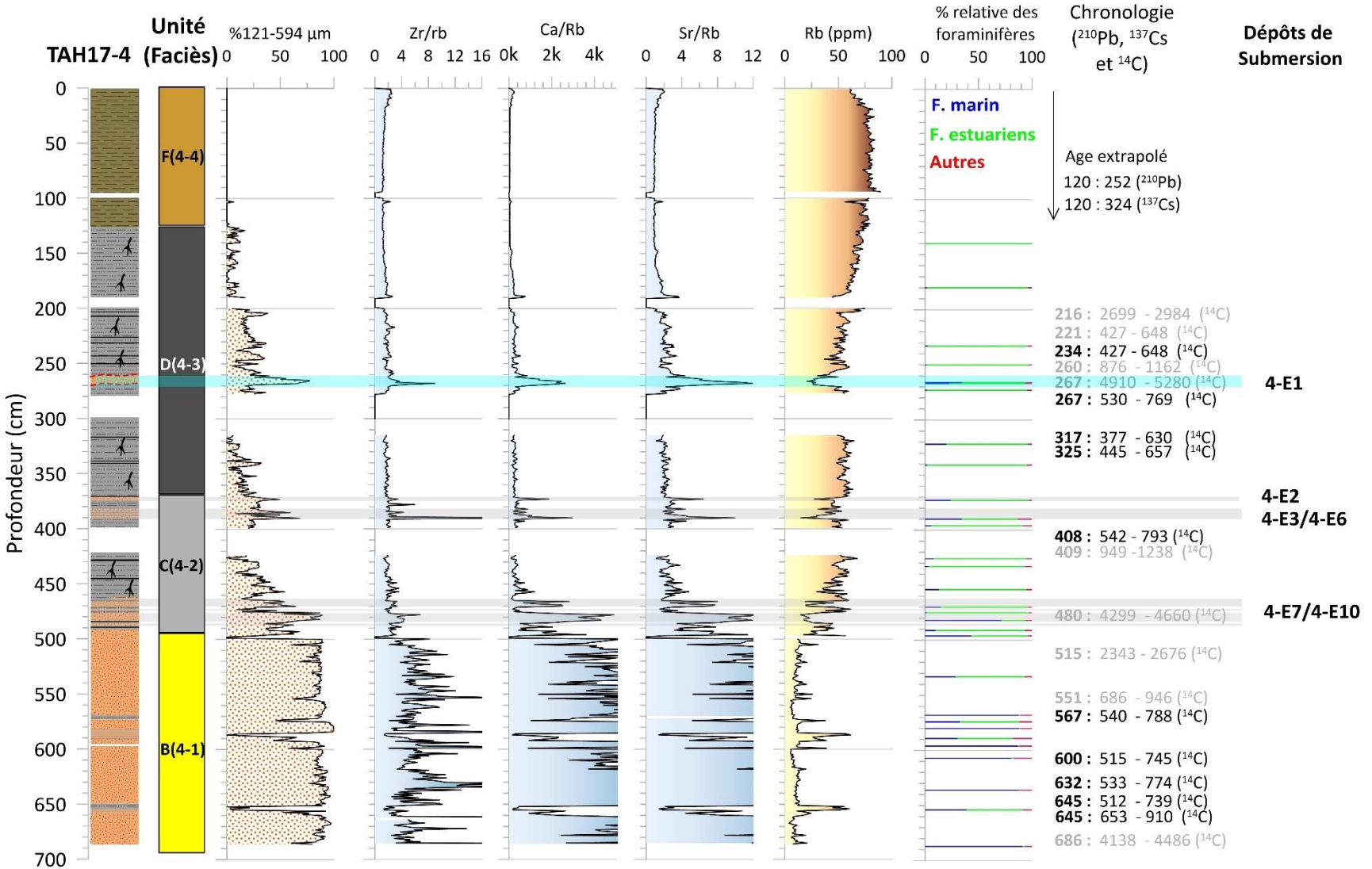


Figure V.11 - Niveaux sableux illustrant des dépôts sédimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-4. Le bleu transparent est associé aux événements de submersion probables. Le gris transparent est associé aux événements de submersion peu probables.

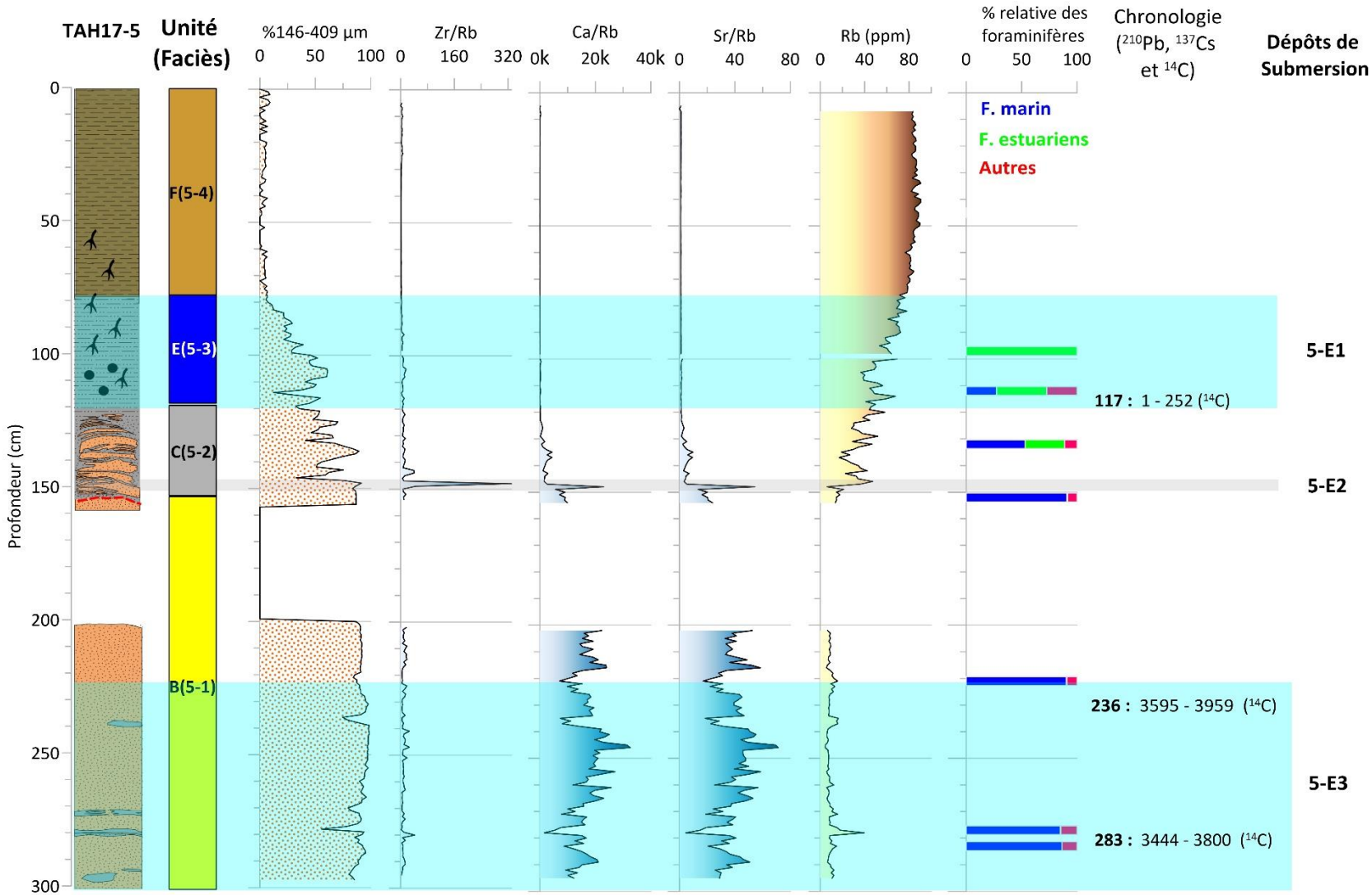


Figure V.12 - Niveaux sableux illustrant des dépôts sédimentaires d'origine marine le long de la carotte TAH17-5. Le bleu transparent est associé aux événements de submersion probables. Le gris transparent est associé aux événements de submersion peu probables.

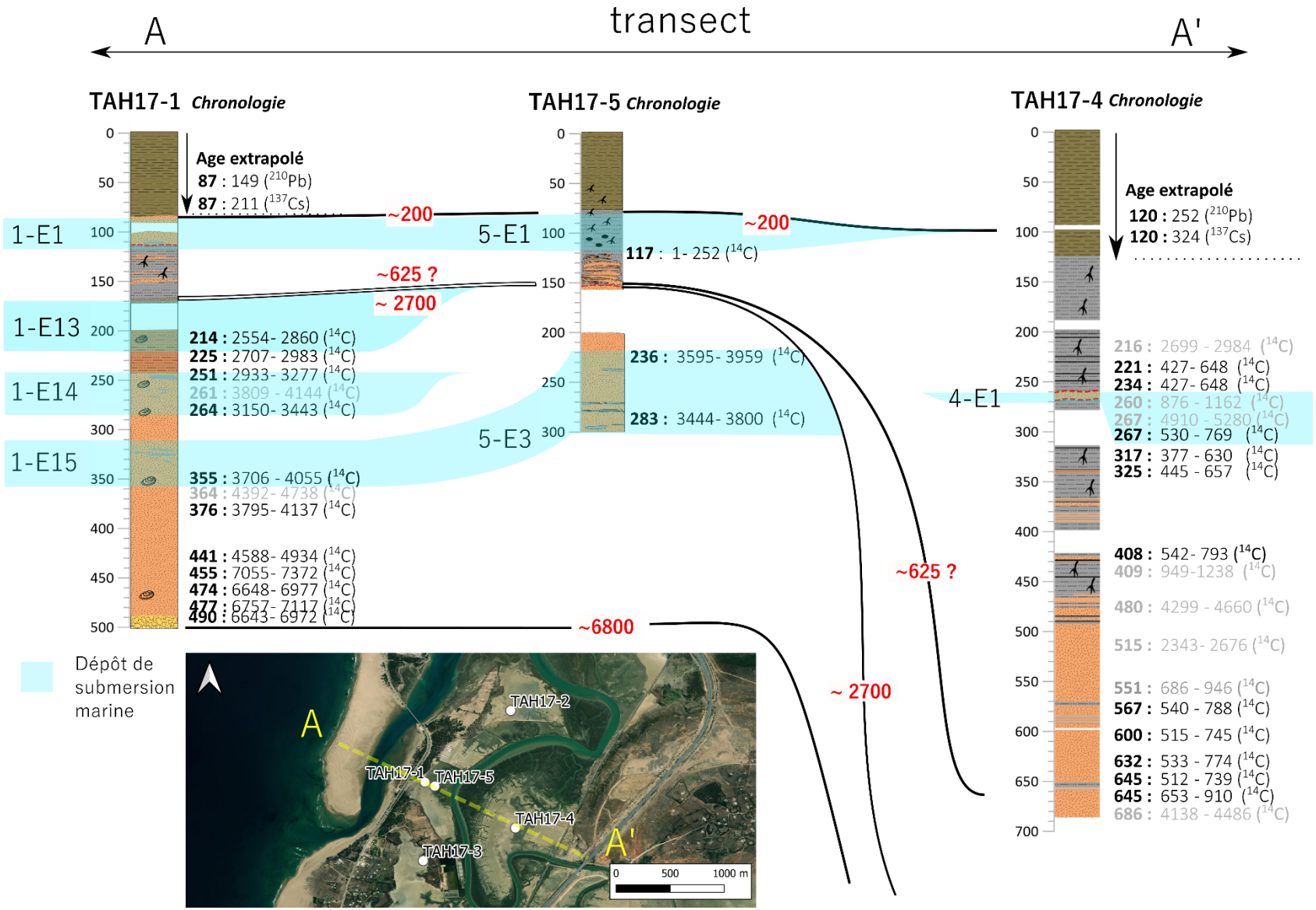


Figure V.13 - Corrélation cross-shore entre les dépôts sédimentaires identifiés comme des dépôts de submersion marine (transect AA').

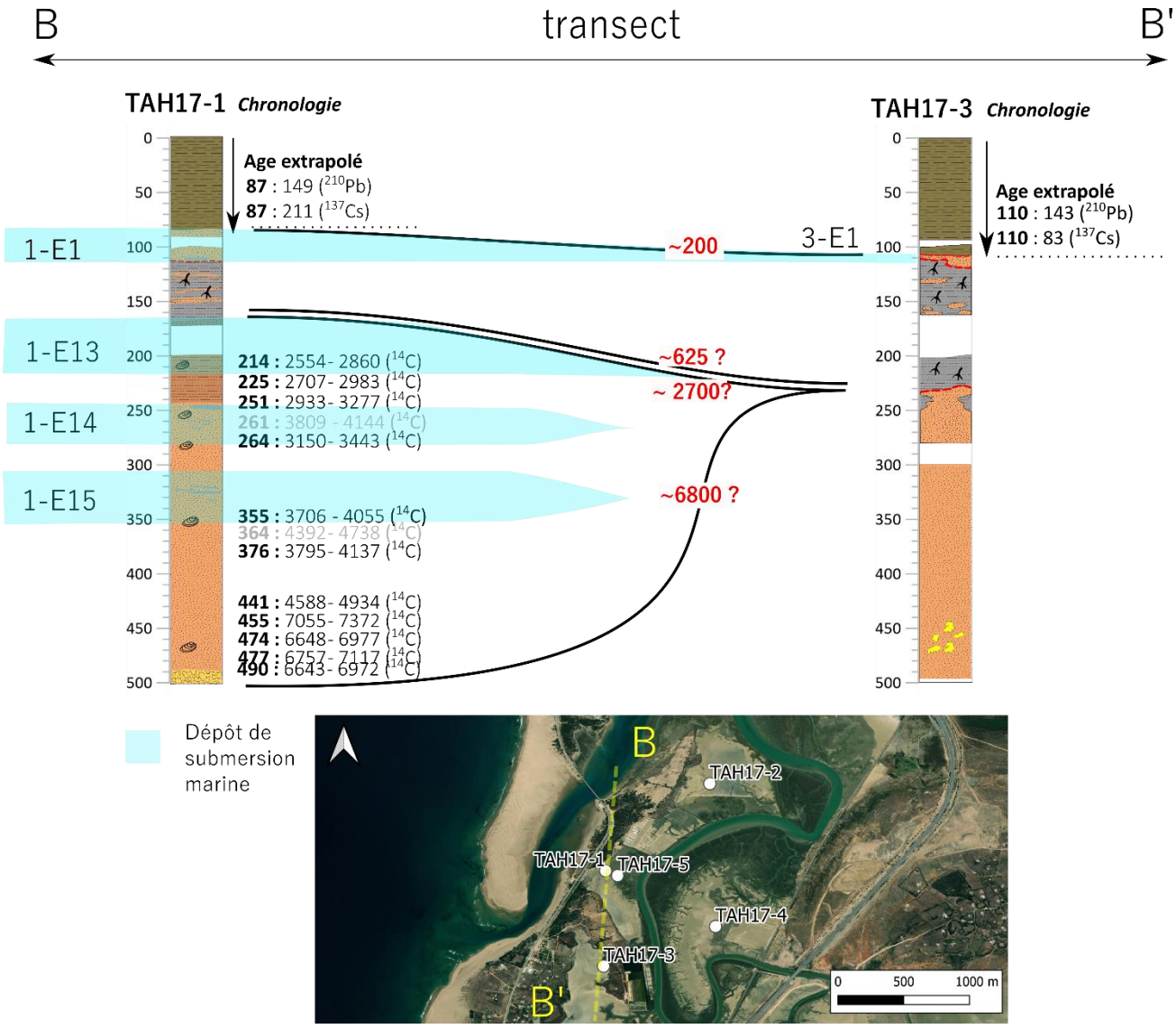


Figure V.14 - Corrélation cross-shore entre les dépôts sédimentaires identifiés comme dépôt de submersion marine (transect BB').

V.4.3 Corrélation des dépôts de submersion entre les archives textuelles et géologiques

Les résultats obtenus jusqu'à présent confirment que l'estuaire du Tahaddart a été confronté à plusieurs événements de submersion marine. Faire la distinction entre les dépôts de tempête et de tsunamis est une tâche complexe, surtout avec le nombre réduit de carottes collectées durant ce travail. Les deux types d'événement sont capables de laisser des signatures sédimentaires très similaires. La corrélation chronologique des dépôts de submersion datés dans ce travail avec d'autres registres textuels et géologiques disponibles sur les côtes atlantiques marocaines et ibériques (Espagne et Portugal), peut aider à identifier et préciser l'âge de ces événements, ainsi qu'à fournir des informations sur leurs caractéristiques (type, hauteur des vagues, distance d'inondation, dégâts humains et matériels).

Nous avons choisi de travailler seulement sur les registres de tsunamis. Nous estimons que seuls ces types d'événements sont suffisamment puissants pour dépasser le cordon dunaire, et transporter du matériel sédimentaire jusqu'aux points de carottage. Si nous prenons en considération la TAH17-1, qui représente l'archive la plus proche de la ligne de côte, aucun niveau de sable n'a été identifié dans l'unité F (qui couvre les dernières 200 ans), alors que les registres de tempête indiquent l'occurrence de plusieurs tempêtes majeures sur les côtes marocaine, au mois durant les 100 ans derniers années (Mhammdi et al., 2020). Sur des images Google Earth, acquises avant et après la tempête de 2014 CE, aucun dépôt de washover n'est visible dans la zone de Tahaddart. À l'échelle holocène, les données paléoenviromentales ont montré que le cordon dunaire, d'une hauteur moyenne de 5-6 m, faisait partie du paysage durant les différentes phases de l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire. Il a donc certainement joué un rôle de bouclier contre les événements de submersion de faible amplitude, similaire à la tempête de 2014 CE.

V.4.3.1 4000-2700 cal BP

La période 4000-2700 cal BP est marquée par l'occurrence de deux événements de submersion marine. Le premier événement (SM1) est responsable de la mise en place des dépôts 1-E15 (3706-4055 cal BP) et 5-E3 (3444-3959 cal BP), avec un âge moyen de ~3800 cal BP. Le deuxième événement (SM2) est daté a environ 2700 cal BP. Il regroupe les dépôts 1-E14 (2933-3443 cal BP) et 1-E13 (2554-2983 cal BP), qui représentent respectivement la phase de flux et de reflux de cet événement. Sur la côte atlantique marocaine, les travaux de Mhammdi et al. (2015) et Chahid et al. (2016) ont permis d'identifier quelques dépôts de haute énergie marine antérieurs à 2000 cal BP. Malgré l'absence d'une chronologie précise de ces travaux, il est très

probable que ces dépôts soient contemporains aux niveaux 1-E15, 1-E14, 1-E13 et 5-E3. Mhammdi et al. (2015) ont trouvé un niveau de haute énergie marine dans une carotte sédimentaire (CARLA-11) prélevée dans l'estuaire de Loukkos à environ 6 km de la ligne de côte. Selon ces auteurs, l'âge potentiel de ce dépôt est estimé entre 3000 et 5000 BP. Sur le littoral de Rabat-Skhirate, Chahid et al. (2016) ont distingué de nombreux dépôts de submersion marine sous forme de blocs de boulders, et de niveaux sableux présents dans un cordon dunaire parallèle à la ligne de côte. L'âge de ces dépôts est situé entre 8000 et 4000 cal BP sur le site de Skhirate, et entre 9900 et 2200 cal BP sur le site de Harhoura (Chahid et al., 2016).

Il est possible de corréler chronologiquement les dépôts 1-E13, 1-E14, 1-E15 et 5-E3, avec d'autres dépôts de submersion présents sur la côte Atlantique ibérique. L'objectif est ici, de rechercher les événements extrêmes qui ont eu un impact régional. En compilant les différents évènements qui ont affectés les deux littoraux suivant une échelle de temps (Figure V.15), il est possible d'identifier des évènements à Tahaddart qui sont contemporains à d'autres évènements identifiés sur la côte espagnole, notamment dans les estuaires de Tinto-Odeil et Guadalquivir, ainsi que dans la baie de Cadix (Figure V.15 ; Lario et al., 2011 ; Ruiz et al., 2013). Rodríguez-Ramírez et al. (2015) ont identifié trois événements de submersion marine à partir d'archives sédimentaires collectées dans l'estuaire de Guadalquivir. L'événement A, daté à environs 4000 cal BP, est considéré comme le plus intense et le plus destructeur des trois événements, car il a transformé de façon considérable la géomorphologie de l'estuaire de Guadalquivir. Ces auteurs estiment que cet événement a eu un impact probable sur les installations humaines dans la région établie au cours de la période néolithique et l'âge du cuivre (Rodríguez-Ramírez et al., 2015). Koster and Reicherter (2014) avaient trouvés des dépôts de tsunami de même âge, situés à 1,8-5 m au-dessus du niveau de la mer, dans des falaises rocheuses entre Conil et Algericas (Espagne). L'événement B, daté à ~3550 cal BP, est considéré de moindre magnitude comparé à A. Il est possible de le corréler avec un tremblement de terre daté à ~3600 cal BP, grâce à des dépôts de turbidite identifiés par Vizcaino et al. (2006) sur des carottes provenant de la marge sud-ouest du Portugal. Le troisième événement (C) est daté par Rodríguez-Ramírez et al. (2015) à ~3150 cal BP. Le dépôt mis en place par cet événement couvre une zone géographique étendue dans cet estuaire. Cet événement a affecté de manière catastrophique une installation humaine remontant à l'âge du bronze moyen près de l'embouchure du fleuve Guadalquivir. Ce troisième événement est corrélé avec des dépôts de haute énergie (probablement de type tsunami) dans l'estuaire de Tinto-Odiel et Guadalete (Lario et al., 1995; Morales et al., 2008). Si nous supposons que les deux événements SM1 et SM2 sont des événements régionaux, il est possible

de corréler chronologiquement le premier avec l'événement A (Rodríguez-Ramírez et al., 2015), et le deuxième avec l'événement C (Figure V.15).

Les installations humaines néolithiques trouvées par Hadacek (1979) sur le complexe dunaire de Tahaddart, ont probablement été affectées par l'événement de submersion SM1 (daté à 3800 cal BP). Le site archéologique s'étend sur environ 10 ha. L'impact des vagues a probablement contribué à la dispersion du matériel archéologique sur une surface aussi importante.

V.4.3.2 625 cal BP

L'occurrence d'un événement de submersion à 625 cal BP (SM3), figure parmi les hypothèses présentées pour expliquer le hiatus sédimentaire observé entre 2700 et 625 cal BP dans les carottes TAH17-1 et TAH17-5. Cet évènement serait donc marqué par l'absence de dépôt sédimentaire sur les deux carottes proches du trait de côte (érosion) et par la présence du dépôt 4-E1 sur la carotte TAH17-4 qui est plus distale. Cela représenterait la seule trace sédimentaire de cet événement dans la zone. Les datations ^{14}C obtenus sur ce dépôt sont très proches de 625 cal BP.

L'événement le plus proche de point de vue historique est celui de 1356 CE (Cherkaoui et al., 2017). C'est un événement très peu connu, avec peu d'informations via les textes historiques. L'épicentre du séisme responsable du tsunami est localisé au sud-ouest du cap saint Vincent (Udías, 2020). Il n'existe aucune indication historique de l'impact de ce tsunami sur la côte Atlantique marocaine. Si nous prenons en considération les incertitudes des datations ^{14}C, le tsunami de janvier 1531 CE (419 cal BP) pourrait également être responsable de la mise en place du niveau 4-E1 (Galbis Rodríguez, 1932)**.** Des études détaillées de Justo and Salwa (1998) et Baptista et al. (2014) situent son épicentre sur la faille du Bajo Tajo, avec des vagues de tsunami limitées à l'estuaire de Lisbonne. Selon Moreira de Mendonça (1758), le séisme de 1531 CE était plus puissant que celui de 1755 CE ; il a été ressenti en Afrique et a généré un tsunami. Des traces sédimentaires de cet événement, sous forme d'un niveau tsunamigénique riche en coquilles marines (HEL2), ont été identifiées par Morales et al. (2008) dans l'estuaire de Tinto-odeil en Espagne. À notre connaissance, aucune trace sédimentaire de cet événement n'a été trouvée sur la côte atlantique marocaine.

La position du niveau 4-E1 (carotte TAH17-4), à environ 2 km de la ligne de côte, indique que les vagues de cet événement ont pénétré à l'intérieur de l'estuaire sur une distance supérieure à 2 km.

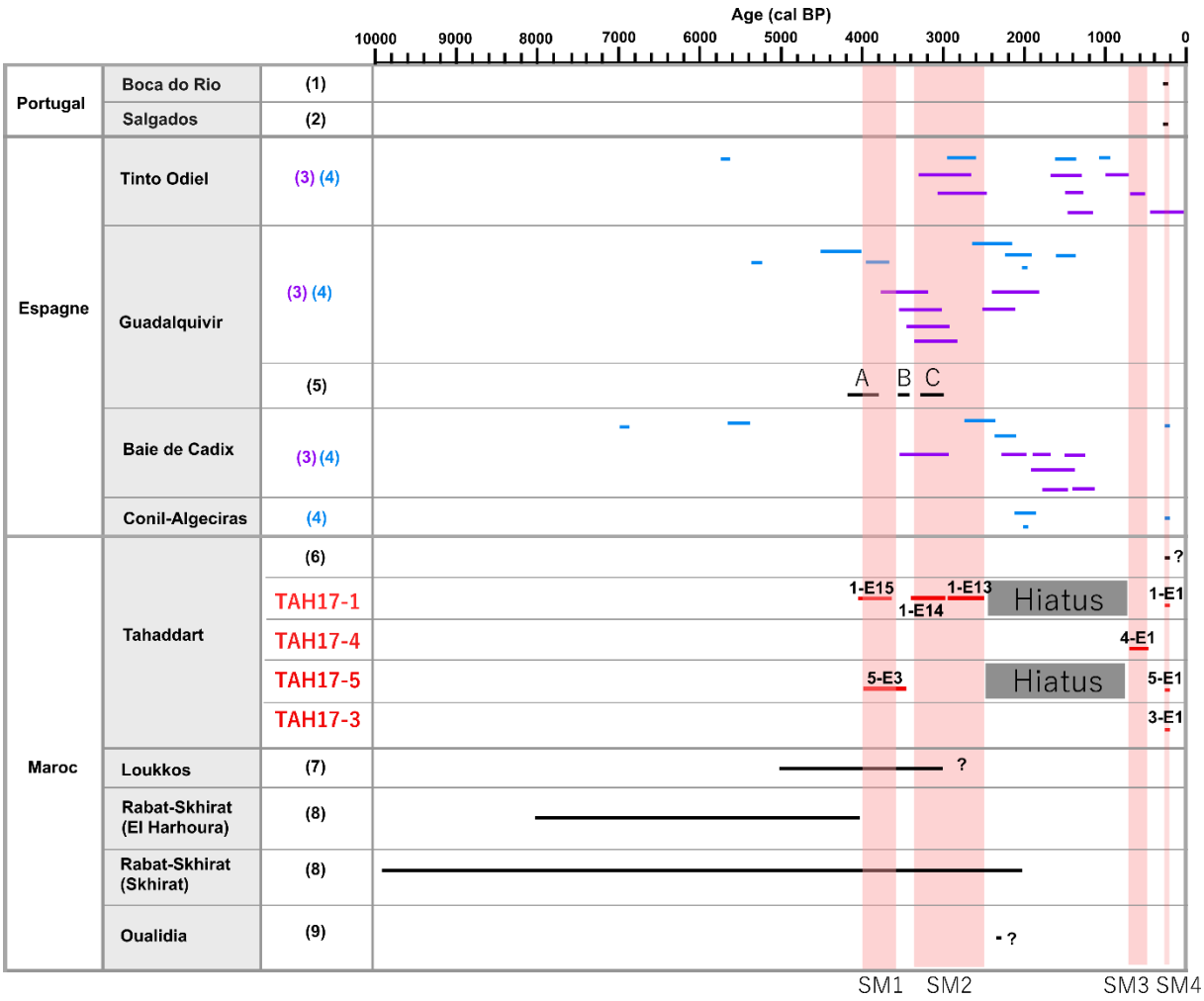


Figure V.15 - Corrélation chronologique entre les événements de submersion identifiés et datés des différentes carottes de notre zone d'étude, et les évènements identifiés le long de la côte atlantique espagnole, portugaise et marocaine : (1) (Dawson et al., 1995) ; (2) (Costa et al., 2012) ; (3) Compilation des dépôts tsunamigéniques d'après Ruiz et al. (2013) ; (4) Compilation des dépôts tsunamigéniques d'après Lario et al. (2011) ; (5) (Rodríguez-Ramírez et al., 2015) ; (6) (El Talibi et al., 2016) ; (7) (Mhammdi et al., 2015) ; (8) (Chahid et al., 2016) ; (9) (Mellas, 2012). Les points d'interrogation indiquent un âge estimé.

V.4.3.3 200 cal BP

L'événement SM4 est responsable de la mise en place des dépôts 1-E1, 3-E1 et 5-E1. Selon les archives historiques, le meilleur candidat est le tsunami de 1755 CE (195 cal BP), connu sous le nom de tsunami de Lisbonne. Cet événement est bien documenté dans les archives textuelles Espagnoles, Portugaises et Marocaines (Kaabouben et al., 2009; Blanc, 2011). La source de ce tsunami est générée par un séisme sous-marin localisé dans le golfe de Cadix, avec une magnitude 8,3 ; la hauteur des vagues sur la côte marocaine est estimée entre 3 et 15 m (Martínez Solares and López Arroyo, 2004; Blanc, 2009). Mellas (2012) estime qu'environ 1 000 personnes ont perdu la vie durant cet événement sur les côtes marocaines.

De nombreux dépôts, misent en place par le tsunami de 1755 CE (195 cal BP), ont déjà été rapportés sur la côte Atlantique ibérique, notamment dans les lagunes de Salgado (Costa et al.,

2012), Boca do Rio (Hindson and Andrade, 1999), Martinhal (Kortekaas and Dawson, 2007), et dans la baie de Cadix (Cuven et al., 2013). Pour la partie marocaine, à notre connaissance, aucun dépôt sédimentaire n'a été attribué à cet événement grâce à des données chronologiques précises. Par conséquent, les dépôts 1-E1, 3-E1 et 5-E1 sont les premières traces sédimentaires bien datées de ce tsunami sur les côtes marocaines.

VI. SYNTHESE ET CONCLUSIONS

VI.1 RAPPEL DU CONTEXTE ET DES OBJECTIVES DE L'ETUDE

La côte Atlantique Marocaine est une zone exposée aux submersions marines issues des ondes de tempête ou des tsunamis. Avec le développement économique que connaît actuellement la côte marocaine et l'élévation future du niveau marin provoquée par le réchauffement climatique, ces événements risquent de devenir de plus en plus fréquents. Les registres de tsunamis et de tempêtes disponibles sur les côtes marocaines sont basés sur peu de données historiques, qui ne couvrent pas une période de temps suffisamment longue. Par conséquent, il est difficile d'évaluer correctement le degré d'exposition de ces côtes à ces catastrophes naturelles. Depuis un peu plus de 10 ans maintenant, plusieurs chercheurs ont commencé à s'intéresser aux archives géologiques présentes sur les côtes marocaines, afin d'identifier et dater des traces sédimentaires appartenant à ces événements extrêmes. Les études menées par ces chercheurs ont permis de localiser plusieurs sites côtiers, contenants des dépôts de haute énergie marine, sous forme de boulders ou de sédiments fins. L'analyse bibliographique menée sur ces études, nous a permis de constater :

- Un nombre très faible de projet dédié à cette thématique, comparé aux côtes atlantiques ibériques, sachant que les deux rives du détroit de Gibraltar sont exposées pratiquement aux mêmes catastrophes naturelles ;
- Une dominance des études sur les dépôts de surface, par rapport à celles en profondeur (par carottage), qui sont capables de couvrir des échelles temporelles plus importantes ;
- L'approche multiproxys est très peu utilisée. Des méthodes d'analyses, tels que la géochimie, la micropaléontologie (foraminifère, ostracode), l'ASM et la géophysique, sont peu (ou pas) utilisées ;
- Un manque de données chronologiques sur la majorité des dépôts de submersion identifié jusqu'à présent, ce qui rend difficile le positionnement de ces événements sur une échelle de temps. Du coup, la corrélation chronologique entre des dépôts de submersion locaux et régionaux devient une tâche impossible.

Ce travail de thèse cherche à identifier de nouveaux dépôts de submersion marine sur la côte atlantique marocaine, en utilisant des archives sédimentaires collectées à partir de l'estuaire de Tahaddart. Ce site a été sélectionné pour ces caractéristiques morphologiques, qui sont très favorables à l'enregistrement sédimentaire de ces événements extrêmes. De plus, des études antérieures menées par Genet (2011) et El Talibi et al. (2016) dans la zone de Tahaddart, ont

montré l'existence, sur le système dunaire, de plusieurs dépôts de submersion marines non datés, ce qui conforte le choix de ce site comme zone d'étude.

Des missions de terrain ont été réalisées sur la partie bassin-versant et la zone côtière de l'estuaire de Tahaddart. Ces missions ont permis la collecte de 45 échantillons de surface et cinq carottes sédimentaires. Une fois au laboratoire, ces prélèvements ont été analysés selon une approche multiproxy, qui combine à la fois des analyses sédimentologiques, géochimiques, et microfaunistiques (foraminifère). Les archives sédimentaires ont été datées par le $^{210}Pb_{ex}$, le ^{137}Cs et le ^{14}C. Les résultats obtenus sur les échantillons de surface ont été utilisés pour identifier les sources du matériel sédimentaire contribuant au comblement de l'estuaire et de sa zone littorale. Les résultats provenant des carottes ont été employés pour comprendre l'évolution paléoenviromentales de la zone de Tahaddart au cours de la période holocène, et pour identifier les traces sédimentaires des événements de submersion marine.

VI.2 PRINCIPAUX RESULTATS

VI.2.1 Caractérisation des sédiments de surface

Les résultats des analyses menées sur les échantillons de surface ont montré la présence de trois sources possibles du sédiment. La première source représente les sédiments provenant du bassin-versant à travers la dynamique fluviatile. Ces sédiments se caractérisent par une granulométrie fine, qui oscille entre les argiles et les silts. Ils sont riches en éléments chimiques terrigènes, tels que le Fe, le Rb, et l'Al. La deuxième source est représentée par les sédiments de plage. Ils se distinguent par une granulométrie sableuse, située entre 120 et 600 µm. Ils sont marqués, sur le plan géochimique, par des concentrations importantes en Zr, Ca et Sr, liée à la richesse du sédiment en carbonates biogène et en minéraux lourds. Leur contenu en foraminifères est dominé par des espèces marines, tels que *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum* et *Quinqueloculina* sp. La troisième source correspond aux sédiments dunaires dont la granulométrie est similaire aux sédiments de plage. Ils se distinguent par des concentrations très faibles en Ca et en Sr, ce qui indique une absence de la fraction carbonatée dans ces sédiments.

VI.2.2 Évolution paléoenviromentale de l'estuaire

Les profils sédimentaires obtenus à partir des quatre carottes ont permis de suivre l'évolution du processus sédimentaire dans la zone de Tahaddart au cours de la période holocène. Nous avons distingué trois phases sédimentaires majeures, qui correspondent à différents environnements de dépôts :

Phase I : Avant 6800 cal BP, la sédimentation dans la zone était principalement fluviatile. Durant le dernier maximum glacier (il y a 18 000 ans), l'estuaire se présentait sous la forme d'une vallée incisée par les deux rivières Hachef et Mharhar. Le niveau marin augmente rapidement à partir de 14 000 ans, jusqu'à envahir complètement l'estuaire de Tahaddart à partir de 6800 cal BP, et le transformer en une baie semi-ouverte sur l'océan atlantique. La baie est connectée à l'océan via de larges passes présentent sur le cordon dunaire pléistocène.

Phase II : Entre 6800 à 625 cal BP, la baie est toujours présente mais se réduit progressivement. Le niveau marin se stabilise durant cette période, pour s'approcher du niveau actuel. Côté continental, les deux deltas des rivières Hachef et Mharhar progradent et comblent progressivement la baie. La partie côtière de la baie est alimentée par des sédiments sableux marins, transportés par les vagues et les courants de marée.

Phase III : Entre 625 cal BP et l'actuel, l'arrivée du delta du Hachef sur la zone de carottage, va entraîner un remplacement de dépôts sédimentaires marins par des sédiments fluviatiles provenant du bassin-versant. C'est une phase de comblement final de ce qui reste comme espace de sédimentation dans l'ancienne baie.

VI.2.3 Identification des événements extrêmes enregistrés dans les archives sédimentaires

Au cours des derniers 6 800 ans, l'estuaire de Tahaddart a connu plusieurs événements de submersion marine, dont les traces sédimentaires sont conservées dans les carottes prélevées durant ce travail. Sur la partie marine des archives (entre 6800 et 625 cal BP), l'environnement de dépôt était dominé par des sédiments marins. Les dépôts de submersion ont été identifiés dans cette phase sédimentaire en grande partie grâce aux rip-up clastes. Ces structures sédimentaires proviennent probablement de l'érosion du cordon dunaire pléistocène par les vagues durant la submersion. Les données chronologiques récoltées à partir de ces dépôts, indiquent l'occurrence de deux événements de submersion, datés à ~3800 cal BP et ~2700 cal BP. Sur les côtes atlantiques ibériques, la période 4000-2700 cal BP est marquée également par la présence de plusieurs dépôts de submersion, notamment ceux enregistrés à Tinto-Odeil, Guadalquivir, et la baie de Cadix. Ces dépôts peuvent être chronologiquement corrélables aux dépôts présentés dans ce travail.

Sur la section « fluviatile » des carottes (entre 625 cal BP et l'actuel), les conditions de dépôt sont plus calmes, et il est plus facile de reconnaître les dépôts de submersion. Ces derniers ont une signature sédimentologique, géochimique et microfaunistique, différente des sédiments fluviatiles dominants dans l'estuaire durant cette période. Nous avons détecté au total deux

événements majeurs : (i) le premier a été daté à ~625 cal BP et correspond probablement au tsunami 1531 CE (419 cal BP). Cet événement est soupçonné d'avoir causé un hiatus sédimentaire important (entre 2700 et 625 cal BP) sur les carottes TAH17-1 et TAH17-5. (ii) Le deuxième événement (le plus récent) a été daté à environ 200 cal BP, et correspond très certainement au tsunami de 1755 CE (195 cal BP). Ces deux événements sont enregistrés pour la première fois sur la côte atlantique marocaine, ce qui va permettre d'enrichir la base de données marocaine sur les événements extrêmes marins.

VI.3 PERSPECTIVES ET RECOMMANDATIONS

Ce travail offre plusieurs pistes de recherche :

D'autres carottages dans le secteur de Tahaddart permettront, de confirmer (ou infirmer) les événements de submersion identifiés dans ce travail, et mettre en évidence d'autres événements. Le transfert de la méthodologie utilisée dans cette thèse à d'autres sites côtiers le long de la côte atlantique marocaine, va permettre de savoir si les événements de submersion identifiés dans l'estuaire de Tahaddart sont des événements locaux ou régionaux. Cette approche multi-site permettra aussi de construire un registre fiable des différents événements extrêmes marins qui ont touchés le Maroc durant les derniers millénaires.

Des carottes supplémentaires permettront également de donner une image plus complète sur l'évolution paléoenviromentale de l'estuaire au cours de l'holocène, et d'apporter des éléments de réponse par rapport au hiatus sédimentaire enregistré dans les carottes entre 2700 et 625 cal BP. La géophysique couplée à des carottes et à des données chronologiques reste la meilleure approche pour étudier le remplissage sédimentaire holocène de la zone.

Il est préférable que les prochaines missions de carottage soient effectuées avec un autre système, afin d'avoir des tronçons de carottes plus longs, et de limiter aux mieux la compaction (observée sur les 2-3 premiers mètres) et les pertes de sédiments entre chaque tronçon. Pour des analyses multiproxys, il est recommandé de prendre des carottes avec un diamètre supérieur à 5 cm, pour avoir suffisamment de matériel sédimentaire pour couvrir l'ensemble des analyses.

Il y a une grande nécessité de collaborer avec des historiens et des archéologues de la région sur deux volets. Le premier est de connaître davantage les répercussions de ces événements extrêmes sur la population locale, qui a occupé la zone depuis la période néolithique. Il est possible que les activités de commerce, basées sur la pêche, la production du sel et du garum soient affectées par ces catastrophes. Par exemple, une interruption soudaine de la production

du garum au 3e siècle CE a été détectée dans plusieurs sites archéologiques côtiers en Espagne, Portugal et Maroc, dont l'origine peut être politique (chute de l'Empire romain) ou naturelle liée à un ou plusieurs événements extrêmes marins (Alonso et al., 2015; Trakadas, 2015; González-Regalado et al., 2018). Le deuxième volet du travail concernera l'estimation de la valeur de DeltaR nécessaire à la calibration des âges ^{14}C. Cette valeur peut s'obtenir en comparant des âges ^{14}C provenant d'échantillons continentaux et marins contemporains. Avec l'aide des archéologues, il y a plus de chance de récupérer ces échantillons sur des sites archéologiques côtiers.

Une des limitations soulevées durant ce travail est le manque de données détaillées sur les habitats écologiques des foraminifères qui occupent actuellement la zone de Tahaddart (type de sédiment, salinité, température et taux de matière organique). Ces données sont nécessaires pour établir une taxonomie plus solide des espèces trouvées dans les carottes. Une cartographie de ces habitats écologiques pourrait faciliter l'identification de la source du sédiment qui composent les dépôts de submersion. Ces données permettraient également d'identifier les différents processus taphonomiques qui affectent les tests de foraminifères avant, durant et après les phases de transport. D'autres types de microfaune seraient également complémentaires pour l'étude des dépôts de submersion marine, notamment les diatomées, les nannoplanctons calcaires et les ostracodes, pour lesquelles il n'existe pas de base de données.

LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., and Rodriguez-Vidal, J., 2020, Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile): Sedimentology, v. 67, p. 1505–1528.

Abadie, S. et al., 2020, La Palma landslide tsunami: calibrated wave source and assessment of impact on French territories: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 20, p. 3019–3038, doi:10.5194/nhess-20-3019-2020.

Abadie, S.M., Harris, J.C., Grilli, S.T., and Fabre, R., 2012, Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects: Journal of Geophysical Research: Oceans, v. 117, p. 1–26, doi:10.1029/2011JC007646.

Achab, M., 2011, Les plages et les vasières des environs des embouchures des oueds Tahaddart et Gharifa (NW du Maroc): dynamique morphosédimentaire et impact des aménagements sur leur évolution récente, in Sandy beaches and coastal zone management. Proceedings of the Fifth International Symposium on Sandy Beaches. Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat, v. 6, p. 1–12.

ADPC, 2005, Regional Analysis of Socio-Economic Impacts of the December 2004 Earthquake and Indian Ocean Tsunami: Asian Disaster Preparedness Center (ADPC).

Agence Nationale des Ports, 2019, Activité portuaire à fin juillet 2019: Note de synthèse:, https://www.anp.org.ma/Services/Documents/Note_Activite_portuaire-Juillet-2019.pdf.

Aitali, R., Snoussi, M., and Kasmi, S., 2020, Coastal development and risks of flooding in Morocco: The cases of Tahaddart and Saidia coasts: Journal of African Earth Sciences, v. 164, p. 103771, doi:https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103771.

Akerraz, A., Brouquier-Reddé, V., and Lenoir, É., 2009, Rivages de Maurétanie tingitane, in H. Hermon, Riparia dans l'Empire romain pour la définition du concept. Proceedings of the Quebec Seminar, p. 29–31.

Alfred R. Loeblich, J., and Tappaan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification:

Alonso, C., Gracia, F.J., Rodríguez-Polo, S., and Martín Puertas, C., 2015, El registro de eventos energéticos marinos en la bahía de cádiz durante épocas históricas: Cuaternario y Geomorfologia, v. 29, p. 95–117, doi:10.17735/cyg.v29i1-2.29935.

Altenbach, A. V, Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., and Trauth, M., 1999, Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon: Journal of Foraminiferal Research, v. 29, p. 173–185.

Amharak, M., 2006, Evolution récente (occupation du sol et trait de côte) et impacts anthropiques au niveau de l'Estuaire de Tahaddart (Maroc Nord Occidental): Mémoire DESA, faculté des sciences de Tétouan (inédit),.

Amharrak, M., 2006, Evolution récente (occupation du sol et trait de côte) et impacts anthropiques au niveau de l'Estuaire de Tahaddart (Maroc Nord Occidental): 52 p.

Andrade, C., 1992, Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands (South Portugal): Sci. Tsunami Haz., v. 10, p. 21–34.

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., and Tribovillard, N., 2002, Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps): Terra Nova, v. 14, p. 225–232, doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00413.x.

Atillah, A., El Hadani, D., Moudni, H., Lesne, O., Renou, C., Mangin, A., and Rouffi, F., 2011, Tsunami vulnerability and damage assessment in the coastal area of Rabat and Salé, Morocco: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 11, p. 3397–3414, doi:10.5194/nhess-11-3397-2011.

Bahlburg, H., and Weiss, R., 2007, Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya: International Journal of Earth Sciences, v. 96, p. 1195–1209, doi:10.1007/s00531-006-0148-9.

Baptista, M.A., 2020, Tsunamis Along the Azores Gibraltar Plate Boundary: Pure and Applied Geophysics, v. 177, p. 1713–1724, doi:10.1007/s00024-019-02344-8.

Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., and Victor, L.M., 1998, The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters: Journal of Geodynamics, v. 25, p. 143–157, doi:10.1016/S0264-3707(97)00019-7.

Baptista, M.A., Miguel Miranda, J., Batll??, J., Lisboa, F., Luis, J., and Maci??, R., 2016, New study on the 1941 Gloria Fault earthquake and tsunami: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 16, p. 1967–1977, doi:10.5194/nhess-16-1967-2016.

Baptista, M.A., Miranda, J.M., and Batlló, J., 2014, The 1531 Lisbon earthquake: A tsunami in the Tagus estuary? Bulletin of the Seismological Society of America, v. 104, p. 2149–2161.

Baumann, J., 2017, Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétrolittoral – Application à la Charente Maritime Jury: Université de la rochelle, 282 p., doi:10.2143/KAR.25.0.504988.

Belkhayat, Z., Aoula, R. EL, and Mhammdi, N., 2017, Effects of the winter storms of 2017 on the Atlantic coast of Rabat: A preliminary evaluation Effets des tempêtes hivernales de 2017 sur la côte Atlantique de Rabat : Evaluation préliminaire: , p. 135–139, http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx;

Benchekroun, S., Omira, R., Baptista, M.A., El Mouraouah, A., Brahim, A.I., and Toto, E.A., 2015, Tsunami impact and vulnerability in the harbour area of Tangier, Morocco: Geomatics, Natural Hazards and Risk, v. 6, p. 718–740, doi:10.1080/19475705.2013.858373.

Berkeley, A., Perry, C.T., Smithers, S.G., Horton, B.P., and Taylor, K.G., 2007, A review of the ecological and taphonomic controls on foraminiferal assemblage development in intertidal environments: Earth-Science Reviews, v. 83, p. 205–230, doi:10.1016/j.earscirev.2007.04.003.

Berner, R.A., 1980, Early diagenesis: a theoretical approach.-Princeton Univ. Press:

Berninghausen, W.H., 1966, Tsunamis and seismic seiches reported from regions adjacent to the Indian Ocean: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 56, p. 69–74.

Bertin, X., Li, K., Roland, A., and Bidlot, J.-R., 2015, The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay: Continental Shelf Research, v. 96, p. 1–15.

Bertin, X., Olabarrieta, M., and McCall, R., 2017, Hydrodynamics Under Storm: Coastal Storms: Processes and Impacts, p. 23.

Biester, H., Keppler, F., Putschew, A., Martinez-Cortizas, A., and Petri, M., 2004, Halogen Retention, Organohalogens, and the Role of Organic Matter Decomposition on Halogen Enrichment in Two Chilean Peat Bogs: Environmental Science & Technology, v. 38, p. 1984–1991, doi:10.1021/es0348492.

Biguenet, M. et al., 2021, A 1600 year-long sedimentary record of tsunamis and hurricanes in the Lesser Antilles (Scrub Island, Anguilla): Sedimentary Geology, v. 412, p. 105806, doi:10.1016/j.sedgeo.2020.105806.

Blanc, P.L., 2009, Earthquakes and Tsunami in November 1755 in Morocco: A different reading of contemporaneous documentary sources: Natural Hazards and Earth System Science, v. 9, p. 725–738, doi:10.5194/nhess-9-725-2009.

Blanc, P.-L., 2011, The Atlantic tsunami on November 1st, 1755: world range and amplitude according to primary documentary sources, in The tsunami threat-Research and Technology, InTech, p. 423–446, www.intechopen.com.

Blott, S.J., and Pye, K., 2001, GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments: Earth Surface Processes and Landforms, v. 26, p. 1237–1248, doi:10.1002/esp.261.

Boje, R., and Tomczak, M., 1978, Ecosystem analysis and the definition of boundaries in upwelling regions, in Upwelling ecosystems, Springer, p. 3–11.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C., and Santana, P., 2008, Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal: Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 77, p. 230–244, doi:10.1016/j.ecss.2007.09.012.

Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B., and Fernandes, S.G., 2002, Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border: Sedimentary Geology, v. 150, p. 103–122, doi:10.1016/S0037-0738(01)00270-6.

Bouchet, V.M.P., Sauriau, P.-G., Debenay, J.-P., Mermillod-Blondin, F., Schmidt, S., Amiard, J.-C., and Dupas, B., 2009, Influence of the mode of macrofauna-mediated bioturbation on the vertical distribution of living benthic foraminifera: First insight from axial tomodensitometry: Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, v. 371, p. 20–33, doi:10.1016/j.jembe.2008.12.012.

Boughaba, A., 1992, Les littoraux meubles septentrionaux de la peninsule de Tanger (Maroc). Geomorphologie et effet de l'intervention anthropique sur leur environnement.: Universite de Nantes, 387 p.

Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Buehring, C., and Wang, P., 2003, Mineralogy and sedimentology of pleistocene sediment in the south china sea (ODP site 1144): v. 184, p. 1–21, http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/211/211_.htm.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L., and Kauffman, E.G., 1988, A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas: Science, v. 241, p. 567–570.

Bradshaw, E., Rickards, L., and Aarup, T., 2015, Sea level data archaeology and the Global Sea Level Observing System (GLOSS): GeoResJ, v. 6, doi:10.1016/j.grj.2015.02.005.

Bridoux, V., Alaoui, M.K., Brahmi, N., Dridi, H., Hassini, H., Ichkhakh, A., Naji, H., André, N., and Biagi, S., 2012, Kouass (Asilah, Maroc): Chronique des activités archéologiques de l'École française de Rome, doi:10.4000/cefr.643.

Bridoux, V., Kbiri Alaoui, M., Biagi, S., Dridi, H., and Ichkhakh, A., 2011, La mission archéologique franco-marocaine de Kouass au Maroc: Les nouvelles de l'archéologie, v. 3, p. 44–48, doi:10.4000/nda.1474.

Bruins, H.J., Van Der Plicht, J., and MacGillivray, J.A., 2009, The Minoan Santorini eruption and tsunami deposits in Palaikastro (Crete): Dating by geology, archaeology, 14 C, and Egyptian chronology: Radiocarbon, v. 51, p. 397–411.

Buynevich, I. V., FitzGerald, D.M., and Goble, R.J., 2007, A 1500 yr record of North Atlantic storm activity based on optically dated relict beach scarps: Geology, v. 35, p. 543, doi:10.1130/G23636A.1.

Camacho, S., Boski, T., Moura, D., Scott, D., Connor, S., and Pereira, L., 2016, Paleoenvironmental evolution of the Guadiana Estuary, Portugal, during the Holocene: A modern foraminifera analog approach: The Holocene, p. 0959683616658526, doi:10.1177/0959683616658526.

Candela, J., Mazzola, S., Sammari, C., Limeburner, R., Lozano, C.J., Patti, B., and Bonanno, A., 1999, The "mad sea" phenomenon in the Strait of Sicily: Journal of Physical Oceanography, v. 29, p. 2210–2231.

Carmona, P., and Ruiz, J.M., 2009, Geomorphological evolution of the River Loukkos estuary around the Phoenician City of Lixus on the Atlantic Littoral of Morocco: Geoarchaeology, v. 24, p. 821–845, doi:10.1002/gea.20289.

Caulle, C., Koho, K.A., Mojtahid, M., Reichart, G.J., and Jorissen, F.J., 2014, Live (Rose Bengal stained) foraminiferal faunas from the northern Arabian Sea: faunal succession within and below the OMZ: Biogeosciences, v. 11, p. 1155–1175, doi:10.5194/bg-11-1155-2014.

Cearreta, A., 1998, Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence: Micropaleontology, v. 44, p. 265–276.

Cearreta, A., Alday, M., Freitas, M.D.C., and Andrade, C., 2007, Postglacial Foraminifera and Paleoenvironments of the Melides Lagoon (Sw Portugal): Towards a Regional Model of coastal evolution: Journal of foraminiferal research, p. 125–135.

Chagué-Goff, C., 2010, Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy? Marine Geology, v. 271, p. 67–71, doi:10.1016/j.margeo.2010.01.010.

Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J., and Nishimura, Y., 2012, Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869AD Jogan and other palaeotsunamis: Sedimentary Geology, v. 282, p. 65–77, doi:https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.021.

Chagué-Goff, C., and Fyfe, W.S., 1996, Geochemical and petrographical characteristics of a domed bog, Nova Scotia: a modern analogue for temperate coal deposits: Organic Geochemistry, v. 24, p. 141–158, doi:https://doi.org/10.1016/0146-6380(96)00014-9.

Chagué-goff, C., Schneider, J.L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D., and Strotz, L., 2011, Expanding the proxy toolkit to help identify past events - Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami: Earth-Science Reviews, v. 107, p. 107–122, doi:10.1016/j.earscirev.2011.03.007.

Chagué-Goff, C., Szczuciński, W., and Shinozaki, T., 2017, Applications of geochemistry in tsunami research: A review: Earth-Science Reviews, v. 165, p. 203–244, doi:10.1016/j.earscirev.2016.12.003.

Chagué, C., 2020, Applications of geochemical proxies in paleotsunami research, in Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves, p. 381–401, doi:10.1016/b978-0-12-815686-5.00018-3.

Chahid, D., Lenoble, A., Boudad, L., and Vliet-Lanoë, B.V., 2016, Enregistrements sédimentaires d'événements de haute énergie, exemples de la côte atlantique de Rabat-Skhirat (Maroc): Quaternaire, p. 155–169, doi:10.4000/quaternaire.7543.

Champion, D., 2015, Accidents de Tchernobyl et de Fukushima: points communs et différences: Journée SFRP, Fukushima, v. 4.

Chanton, J.P., Martens, C.S., and Kipphut, G.W., 1983, Lead-210 sediment geochronology in a changing coastal environment: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, p. 1791–1804, doi:10.1016/0016-7037(83)90027-3.

Chappell, J., Chivas, A., Wallensk, E., Polach, H.A., and Aharon, P., 1983, Holocene Palaeo-Environmental changes, central to north Great Barrier Reef inner zone: Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 8, p. 223–235.

Charrouf, L., 1991, Problèmes d'ensablement des ports marocains sur la façade atlantique. Leur impact sèdimentologique sur le littoral: La houille blanche, p. 49–71, doi:https://doi.org/10.1051/lhb/1991004.

Chaumillon, E. et al., 2017, Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach: Earth-Science Reviews, v. 165, p. 151–184, doi:10.1016/j.earscirev.2016.12.005.

Cherfaoui, N., 2013, Centenaire des Ports de Casablanca et Mohammedia (1913-2013): Maritime News, https://maritimenews.ma/933-point-de-vue/2363-centenaire-des-ports-de-casablanca-et-mohammedia.

Cherkaoui, T.-E., El Hassani, A., and Azaoum, M., 2017, Impacts du tremblement de terre de 1755 au Maroc : histoire, société et religion:

Chiguer, A., and Medina, F., 2019, Emplacement of high-energy mega-boulders along the atlantic coast of Rabat (Morocco): Geogaceta, v. 66, p. 15–18.

Chivas, A., Chappell, J., Polach, H., Pillans, B., and Flood, P., 1986, Radiocarbon evidence for the timing and rate of Island development, beach-rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia: Marine Geology, v. 69, p. 273–287, doi:10.1016/0025-3227(86)90043-5.

Choowong, M. et al., 2008, Flow conditions of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand, inferred from capping bedforms and sedimentary structures: Terra Nova, v. 20, p. 141–149, doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00799.x.

Claudino-Sales, V., Wang, P., and Horwitz, M.H., 2008, Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida: Geomorphology, v. 95, p. 295–315.

Clyde H. Moore, J., 1973, Intertidal Carbonate Cementation Grand Cayman, West Indies: SEPM Journal of Sedimentary Research, v. Vol. 43, doi:10.1306/74D72810-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Cochran, J.K., 1985, Particle mixing rates in sediments of the eastern equatorial Pacific: Evidence from 210Pb, 239,240Pu and 137Cs distributions at MANOP sites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49, p. 1195–1210, doi:10.1016/0016-7037(85)90010-9.

Collins, E.S., Scott, D.B., and Gayes, P.T., 1999, Hurricane records on the South Carolina coast: Can they be detected in the sediment record? Quaternary International, v. 56, p. 15–26, doi:10.1016/S1040-6182(98)00013-5.

Colman, S.M., Baucom, P.C., Bratton, J.F., Cronin, T.M., McGeehin, J.P., Willard, D., Zimmerman, A.R., and Vogt, P.R., 2002, Radiocarbon Dating, Chronologic Framework, and Changes in Accumulation Rates of Holocene Estuarine Sediments from Chesapeake Bay: Quaternary Research, v. 57, p. 58–70, doi:10.1006/qres.2001.2285.

Corbett, D.R., and Walsh, J.P., 2015, 210Lead and 137Cesium: Handbook of Sea-Level Research, p. 361–372, doi:https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch24.

Costa, P.J.M., and Andrade, C., 2020, Tsunami deposits: Present knowledge and future challenges: Sedimentology, v. 67, p. 1189–1206, doi:10.1111/sed.12724.

Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., Lopes, V., Dawson, A.G., Moreno, J., Fatela, F., and Jouanneau, J.M., 2012, A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: Characterizing sediment, reconstructing sources and inundation paths: The Holocene, v. 22, p. 899–914, doi:10.1177/0959683611434227.

Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., da Silva, C.M., Omira, R., Taborda, R., Baptista, M.A., and Dawson, A.G., 2011, Boulder deposition during major tsunami events: Earth Surface Processes and Landforms, v. 36, p. 2054–2068, doi:10.1002/esp.2228.

Cox, R., O'boyle, L., and Cytrynbaum, J., 2019, Imbricated coastal boulder deposits are formed by storm waves, and can preserve a long-term storminess record: Scientific Reports, v. 9, p. 1–12, doi:10.1038/s41598-019-47254-w.

Croudace, I.W., Rindby, A., and Rothwell, R.G., 2006, ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, p. 51–63.

Croudace, I.W., and Rothwell, R.G., 2015, Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Applications of a Non-destructive Tool for the Environmental Sciences: 668 p., doi:10.1515/logos-2016-0008.

Cundy, A.B. et al., 2000, Coastal wetlands as recorders of earthquake subsidence in the Aegean: a case study of the 1894 Gulf of Atalantiearthquakes, central Greece: Marine Geology, v. 170, p. 3–26, doi:https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00062-1.

Cushman, J.A., 1911, A monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part II. Textulariidae: Bulletin of the United States National Museum, http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/810049%0Ahttp://doi.wiley.com/10.1002/anie.197505391%0Ahttp://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780857090409500205%0Ahttp://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21918515%0Ahttp://www.cabi.org/cabebooks/ebook/20083217094.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.L., and Billy, I., 2013, High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 lisbon tsunami in southwestern spain: Marine Geology, v. 337, p. 98–111, doi:10.1016/j.margeo.2013.02.002.

Daugas, J.-P., El Idrissi, A., Ballouche, A., Marinval, P., and Ouchaou, B., 2008, Le Néolithique ancien au Maroc septentrional : données documentaires, sériation typochronologique et hypothèses génétiques: Bulletin de la Société préhistorique française, v. 105, p. 787–812, doi:10.3406/bspf.2008.13785.

Davies, S.J., Lamb, H.F., and Roberts, S.J., 2015, Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments, in p. 189–226, doi:10.1007/978-94-017-9849-5_7.

Davis, R.A., and Dalrymple, R.W., 2010, Principles of tidal sedimentology: 1–621 p., doi:10.1007/978-94-007-0123-6.

Dawson, A.G., 1994, Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash: Elsevier B.V., v. 10, 83–94 p., doi:10.1016/b978-0-444-82012-9.50010-4.

Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., and Bateman, M., 1995, Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755:

Boca do Rio, Algarve, Portugal: The Holocene, v. 5, p. 209–215, doi:10.1177/095968369500500208.

Dawson, A.G., and Shi, S., 2000, Tsunami deposits: Pure and Applied Geophysics, v. 157, p. 875–897, doi:10.1007/s000240050010.

Dawson, A.G., Shi, S., Dawson, S., Takahashi, T., and Shuto, N., 1996, Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java: Quaternary Science Reviews, v. 15, p. 901–912.

Debenay, J.P., and Guillou, J.J., 2002, Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments: Estuaries, v. 25, p. 1107–1120, doi:10.1007/BF02692208.

Debrach, J., 1946, Raz de marée d'origine sismique enregistré sur le littoral atlantique du Maroc: Service de Physique du Globe et de l'institut scientifique Chérifien, Annales, Maroc,.

Degeai, J.P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., and Bony, G., 2015, Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene: Quaternary Science Reviews, v. 129, p. 37–56, doi:10.1016/j.quascirev.2015.10.009.

Delibrias, G., 1973, Variation du niveau de la mer sur la cote ouest africaine, depuis 26.000 ans: Paris, CNRS, coll. Inter., Variat. Clim. Pleist, v. 219, p. 127–134.

Depeyrot, G., 1999, Zilil I. Etude du numéraire: École française de Rome, v. 250.

Desplanque, C., and Mossman, D.J., 1999, Storm Tides of the Fundy: Geographical Review, v. 89, p. 23, doi:10.2307/216138.

Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., and Von Grafenstein, U., 2011, Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 299, p. 289–297, doi:10.1016/j.palaeo.2010.11.009.

Diacu, F., 2009, Megadisasters: the science of predicting the Next Catastrophe: Princeton University Press.

Dietler, M., and Lopez-ruiz, C., 2009, Colonial encounters in ancient iberia Phoenician, greek, and indigenous relations: 339 p.

Dominey-Howes, D., 2002, Documentary and Geological Records of Tsunamis in the Aegean Sea Region of Greece and their Potential Value to Risk Assessment and Disaster Management: Natural Hazards, v. 25, p. 195–224, doi:10.1023/A:1014808804611.

Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., and Webb, T., 2004, A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey: Marine Geology, v. 210, p. 107–121, doi:10.1016/j.margeo.2004.05.005.

Donnelly, J., Goff, J., and Chagué-Goff, C., 2016, A record of local storms and trans-Pacific tsunamis, eastern Banks Peninsula, New Zealand: The Holocene, v. 27, p. 496–508, doi:10.1177/0959683616670222.

Donnelly, J.P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., and Webb, T., 2001, Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey: Geology, v. 29, p. 615, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0615:SEOIHS>2.0.CO;2.

Donnelly, J.P., and Woodruff, J.D., 2007, Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon: Nature, v. 447, p. 465–468, doi:10.1038/nature05834.

Doodson, A.T., 1924, Meteorological perturbations of sea-level and tides: Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, v. 1, p. 124–147.

Douglas, R.G., Liestman, J., Walch, C., Blake, G., and Cotton, M. Lou, 1980, The transition from live to sediment assemblage in benthic foraminifera from the southern California borderland:

Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marpais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., and Suter, G., 1962, Données actuelles sur la structure du Rif. Mémoire hors serie Société Géologique de France (Livre mémoire P. Fallot 1): , p. 399–422.

Durand-Delga, M., and Kornprobst, J., 1985, Carte géologique de Tanger-Al Manzla (1/50000): Notes et mémoires du service géologique du Maroc, v. 294.

Durand, M., 2017, De l'estuaire à l'océan : Expression des forçages locaux et globaux dans l'enregistrement sédimentaire de la dynamique de la Loire depuis l'Holocène Moyen: , p. 240.

Durand, M., Mojtahid, M., Maillet, G.M., Proust, J.N., Lehay, D., Ehrhold, A., Barré, A., and Howa, H., 2016, Mid- to late-Holocene environmental evolution of the Loire estuary as observed from sedimentary characteristics and benthic foraminiferal assemblages: Journal of Sea Research, v. 118, p. 17–34, doi:10.1016/j.seares.2016.08.003.

Ekman, V.W., 1905, On the influence of the earth's rotation on ocean-currents.:

El Gharbaoui, A., 1981, La terre et l'homme dans la péninsule tingitane: étude sur l'homme et le milieu naturel dans le Rif Occidental: Institut scientifique, v. 15.

El Messaoudi, B., Ait Laâmel, M., El Hou, M., and Bouksim, H., 2016, Situations des fortes houles sur les côtes atlantiques marocaines: Actes Session Plénière Académie Hassan II des Sciences & Techniques, p. 79–99.

El Moussaoui, S., Omira, R., Zaghloul, M.N., El Talibi, H., and Aboumaria, K., 2017, Tsunami hazard and buildings vulnerability along the Northern Atlantic coast of Morocco –the 1755-like tsunami in Asilah test-site: Geoenvironmental Disasters, v. 4, p. 25, doi:10.1186/s40677-017-0089-6.

El Mrabet, T., 2005, Les grands séismes dans la région maghrébine: These d'etat, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Université Mohammed V. Rabat, p. 435.

El Talibi, H., 2016, Evidences of tsunami deposits along the Moroccan Atlantic coast (Tanger-Asilah): Methodological approch, sites analyses and hazard mitigation: Universite Abdelmalek Essaadi, 173 p.

El Talibi, H., El Moussaoui, S., Zaghloul, M.N., Aboumaria, K., Wassmer, P., and Mercier, J.L., 2016, New sedimentary and geomorphic evidence of tsunami flooding related to an older events along the Tangier-Asilah coastal plain, Morocco: Geoenvironmental Disasters, v. 3, p. 14, doi:10.1186/s40677-016-0049-6.

EM-DAT Public No Title:

Etienne, S., and Paris, R., 2010, Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland): Geomorphology, v. 114, p. 55–70.

Farrell, E.J., Ellis, J.T., and Hickey, K.R., 2015, Tsunami case studies, in Coastal and marine hazards, risks, and disasters, Elsevier, p. 93–128.

Fatela, F., and Taborda, R., 2002, Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages: Marine Micropaleontology, v. 45, p. 169–174, doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X.

Fearnley, S.M., Miner, M.D., Kulp, M., Bohling, C., and Penland, S., 2009, Hurricane impact and recovery shoreline change analysis of the Chandeleur Islands, Louisiana, USA: 1855 to 2005: Geo-Marine Letters, v. 29, p. 455–466.

Feinberg, H., and Lorenz, H.G., 1970, Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc nord-occidental: Notes Serv. Geol. Maroc, v. 30, p. 21–26.

Fine, I. V, Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R.E., and Kulikov, E.A., 2005, The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling: Marine Geology, v. 215, p. 45–57.

Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simões, N., Duarte, S., and Rodríguez-Vidal, J., 2013, Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary: Marine Geology, v. 343, p. 1–14, doi:10.1016/j.margeo.2013.06.008.

Fournier, J., Bonnot-Courtois, C., Paris, R., Voldoire, O., and Le Vot, M., 2012, Analyses granulométriques, principes et méthodes: CNRS, Dinard,.

Friedman, G.M., and Sanders, J.E., 1978, Principles of Sedimentology: John Wiley and Sons, New York, 792 p.

Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., and Tate, B., 2007, Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands: Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 74, p. 12–20, doi:10.1016/j.ecss.2007.03.015.

Fujiwara, O., and Kamataki, T., 2007, Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: An example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, Central Japan: Sedimentary Geology, v. 200, p. 295–313, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.009.

Galbis Rodríguez, J., 1932, Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5º E. y 20º W. de Greenwich y los paralelos 45º y 25º N., Madrid, Imprenta de Ramona Velasco, viuda de Prudencio Pérez.

Gallois, L., 1920, Le phénomène de la houle sur la côte atlantique du Maroc: Annales de géographie, p. 462–464, https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1920_num_29_162_9064.

Genet, P.-E., 2011, Signature sédimentaire des tsunamis sur la côte atlantique marocaine entre Tanger et Larache et implications en terme de risque.:

Ghosh, A., Saha, S., Saraswati, P.K., Banerjee, S., and Burley, S., 2009, Intertidal foraminifera in the macro-tidal estuaries of the Gulf of Cambay: Implications for interpreting sea-level change in palaeo-estuaries: Marine and Petroleum Geology, v. 26, p. 1592–1599, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.08.002.

Gigout, M., 1959, Ages par radiocarbone de deux formations des environs de Rabat (Maroc): Comptes rendu hebdomadaires des seances de l'acadimie des sciences, v. 249, p. 2802–2803.

Gigout, M., 1949, Définition d'un étage Ouljien: Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences, p. 551–552.

Gigout, M., 1957, L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhenien: Bulletin de la Société Géologique de France, v. S6-VII, p. 385–400, doi:10.2113/gssgfbull.S6-VII.4-5.385.

Gillette, D.A., Blifford, I.H., and Fenster, C.R., 1972, Measurements of Aerosol Size Distributions and Vertical Fluxes of Aerosols on Land Subject to Wind Erosion: Journal of Applied Meteorology (1962-1982), v. 11, p. 977–987, http://www.jstor.org/stable/26175521.

Goff, J., Chagué-Goff, C., and Nichol, S., 2001, Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective: Sedimentary Geology, v. 143, p. 1–6, doi:https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X.

Golberg, E., 1963, Geochronology with lead-210: Radioactive Dating. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 121–131.

Goldberg, E.D., 1963, Geochronology with 210Pb: Radioactive dating, v. 121.

Gonnert, G., Dube, S.K., Murty, T., and Siefert, W., 2001, Global storm surges: theory, observations and applications: Die Kueste, v. 623.

González-Regalado, M.L. et al., 2018, Holocene palaeoenvironmental evolution of Saltés Island (Tinto and Odiel estuary, SW Spain) during the Roman period (1st century BC–5th century AD): Journal of Iberian Geology, doi:10.1007/s41513-018-0089-8.

Gooday, A.J., Bernhard, J.M., Levin, L.A., and Suhr, S.B., 2000, Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas: Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, v. 47, p. 25–54, doi:10.1016/S0967-0645(99)00099-5.

Goslin, J., and Clemmensen, L.B., 2017, Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers: Quaternary Science Reviews, v. 174, p. 80–119, doi:10.1016/j.quascirev.2017.08.026.

Goto, K., Kawana, T., and Imamura, F., 2010, Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan: Earth-Science Reviews, v. 102, p. 77–99, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.005.

Goto, K., Miyagi, K., Kawana, T., Takahashi, J., and Imamura, F., 2011, Emplacement and movement of boulders by known storm waves — Field evidence from the Okinawa Islands, Japan: Marine Geology, v. 283, p. 66–78, doi:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.09.007.

Gower, J., 2005, Jason 1 detects the 26 December 2004 tsunami: Eos, Transactions American Geophysical Union, v. 86, p. 37–38.

Grandin, R., Borges, J.F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., and Carrilho, F., 2007, Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (Ms = 8.0) and the 1755 November 1 (M ~ 8.5) earthquakes - II. Strong ground motion simulations: Geophysical Journal International, v. 171, p. 807–822, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03571.x.

Grangeon, T., 2012, Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation, http://www.theses.fr/2012GRENU040/document.

Guelorget, O., and Lefebvre, A., 1995, L'estuaire de Tahaddart : Organisation et fonctionnement: , p. 19.

Guidoboni, E., and Ebel, J.E., 2009, Earthquakes and tsunamis in the past. A guide to techniques in historical seismology: Cambridge University Press.

Guilbault, J.-P., Clague, J.J., and Lapointe, M., 1996, Foraminiferal evidence for the amount of coseismic subsidence during a late holocene earthquake on Vancouver Island, West Coast of Canada: Quaternary Science Reviews, v. 15, p. 913–937, doi:https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00058-3.

Gutscher, M.A., Baptista, M.A., and Miranda, J.M., 2006, The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by modeling and seismic intensity: Tectonophysics, v. 426, p. 153–166, doi:10.1016/j.tecto.2006.02.024.

Hadacek, G., 1979, Poteries préhistoriques de l'Oued Tahadart (Maroc), mémoire sous la direction de L: R. Nougier, université de Toulouse II, dactylographié, v. 65.

Hakkou, M., and Benmohammad, A., 2016, Résilience du littoral marocain aux changements climatiques, in Résilience et adaptation aux changements climatiques, Oran.

Hall, A.M., Hansom, J.D., and Jarvis, J., 2008, Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland: Marine Geology, v. 248, p. 28–46.

Hall, A.M., Hansom, J.D., and Williams, D.M., 2010, Wave-emplaced coarse debris and megaclasts in Ireland and Scotland: boulder transport in a high-energy littoral environment: a discussion: The Journal of Geology, v. 118, p. 699–704.

Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., and Jarvis, J., 2006, Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland: Marine Geology, v. 232, p. 131–155, doi:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.06.008.

Hansom, J.D., Barltrop, N.D.P., and Hall, A.M., 2008, Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves: Marine Geology, v. 253, p. 36–50, doi:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.015.

Haut Commissariat au Plan, 2014, Répartition géographique de la population d'après les données du recensement général de la population et de l'habitat de 2014: Rapport Final. Direction de la statistique,.

Hawkes, A.D. et al., 2007, Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami along the Malaysia-Thailand Peninsula: Marine Geology, v. 242, p. 169–190, doi:10.1016/j.margeo.2007.02.017.

Hay, L., 2005, Qualitative Research Methods in Human Geography: Oxford University Press.

Hayne, M., and Chappell, J., 2001, Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacoa Island, north Queensland, Australia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 168, p. 207–219, doi:10.1016/S0031-0182(00)00217-0.

Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Reid, C.M., and Hayward, K.A., 1999, Recent New Zealand shallow-water benthic foraminifera: Taxonomy, ecologic distribution, biogeography, and use in paleoenvironmental assessment: Institute of Geological and Nuclear Sciences. Monograph, v. 21, p. 264, http://ci.nii.ac.jp/naid/10010787971/en/ (accessed November 2020).

Hayward, B.W., Holzmann, M., Grenfell, H.R., Pawlowski, J., and Triggs, C.M., 2004, Morphological distinction of molecular types in Ammonia – towards a taxonomic revision of the world's most commonly misidentified foraminifera: Marine Micropaleontology, v. 50, p. 237–271, doi:https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00074-4.

Hernández-Molina, F.., Somoza, L., Rey, J., and Pomar, L., 1994, Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy: Marine Geology, v. 120, p. 129–174, doi:10.1016/0025-3227(94)90057-4.

Heyraud, M., and Cherry, R.D., 1983, Correlation of210Po and210Pb enrichments in the sea-surface microlayer with neuston biomass: Continental Shelf Research, v. 1, p. 283–293, doi:10.1016/0278-4343(83)90028-6.

Hibiya, T., and Kajiura, K., 1982, Origin of theAbiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay: Journal of the Oceanographical Society of Japan, v. 38, p. 172–182.

Higman, B., Maxcia, C., Lynett, P., and Alam, S., 2006, Horizontal and Vertical Grading in a Tsunami Deposit, in AGU Fall Meeting Abstracts, v. 2006, p. OS43C-0668.

Hindson, R.A., and Andrade, C., 1999, Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake: Quaternary International, v. 56, p. 27–38.

Hindson, R.A., Andrade, C., and Dawson, A.G., 1996, Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast, Portugal: Oceanographic Literature Review, v. 7, p. 691.

Hindson, R., Andrade, C., and Parish, R., 1998, A microfaunal and sedimentary record of environmental change within the late Holocene sediments of Boca do Rio (Algarve, Portugal): Geologie en Mijnbouw, v. 77, p. 311–321, doi:https://doi.org/10.1023/A:1003651308741.

Huxham, J., 1756, Philos: Transaction of the Royal Society of London, v. 49, p. 668–670.

Ionesco, T., and Stefanesco, E., 1967, La cartographie de la vegetation de la region de tanger: l'occupation des terres, les milieux et les ressources pastorales: AL AWAMIA,.

Jaffe, B.E., and Gelfenbuam, G., 2007, A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits: Sedimentary Geology, v. 200, p. 347–361.

Jaffe, B.E., Morton, R.A., Kortekaas, S., Dawson, A.G., Smith, D.E., Gelfenbaum, G., Foster, I.D.L., Long, D., and Shi, S., 2008, Reply to Bridge (2008) Discussion of articles in "Sedimentary features of tsunami deposits": Sedimentary Geology, v. 211, p. 95–97, doi:https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.08.006.

Jankaew, K., Atwater, B.F., Sawai, Y., Choowong, M., Charoentitirat, T., Martin, M.E., and Prendergast, A., 2008, Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand: Nature, v. 455, p. 1228–1231, doi:10.1038/nature07373.

Jansa, A., Monserrat, S., and Gomis, D., 2007, The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami:

Jonkman, S.N., and Kelman, I., 2005, Deaths during the 1953 North Sea storm surge, in Solutions to Coastal Disasters 2005, p. 749–758.

Jorissen, F.J., Fontanier, C., and Thomas, E., 2007, Chapter Seven Paleoceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics, in p. 263–325, doi:10.1016/S1572-5480(07)01012-3.

Justo, J.L., and Salwa, C., 1998, The 1531 Lisbon earthquake: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 88, p. 319–328.

Kaabouben, F., Baptista, M.A., Iben Brahim, A., El Mouraouah, A., and Toto, A., 2009, On the moroccan tsunami catalogue: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 9, p. 1227–1236, doi:10.5194/nhess-9-1227-2009.

Karst, J., 1957, Les aménagements hydrauliques des provinces du Nord du Maroc: Bulletin économique et social du Maroc, v. 21, p. 5–11, http://www.africabib.org/rec.php?RID=189058811 (accessed September 2017).

Kennedy, A.B., Gravois, U., Zachry, B.C., Westerink, J.J., Hope, M.E., Dietrich, J.C., Powell, M.D., Cox, A.T., Luettich Jr, R.A., and Dean, R.G., 2011, Origin of the Hurricane Ike forerunner surge: Geophysical Research Letters, v. 38.

Koretsky, C.M., Van Cappellen, P., DiChristina, T.J., Kostka, J.E., Lowe, K.L., Moore, C.M., Roychoudhury, A.N., and Viollier, E., 2005, Salt marsh pore water geochemistry does not correlate with microbial community structure: Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 62, p. 233–251, doi:10.1016/j.ecss.2004.09.001.

Kortekaas, S., and Dawson, A.G., 2007, Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal: Sedimentary Geology, v. 200, p. 208–221, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.004.

Koster, B., and Reicherter, K., 2014, Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000year old tsunami deposit in southern Spain: Sedimentary Geology, v. 314, p. 1–16, doi:10.1016/j.sedgeo.2014.09.006.

Kozak, J.T., Moreira, V.S., and Oldroyd, D.R., 2005, Iconography of the 1755 Lisbon earthquake: Geophysical Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic.

Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., and Meybeck, M., 1971, Geochronology of lake sediments: Earth and Planetary Science Letters, v. 11, p. 407–414, doi:10.1016/0012-821X(71)90202-0.

Kristensen, E., and Holmer, M., 2001, Decomposition of plant materials in marine sediment exposed to different electron acceptors (O2, NO3−, and SO42−), with emphasis on substrate origin, degradation kinetics, and the role of bioturbation: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65, p. 419–433, doi:10.1016/S0016-7037(00)00532-9.

Kuhnt, W., Collins, E., and Scott, D.B., 2000, Deep Water Agglutinated Foraminiferal Assemblages across the Gulf Stream : Distribution Patterns and Taphonomy: Hart, M. B., Kaminski, M. A. and Smart, C. W. (eds). Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication, 7, p. 261–298.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, T., 2002, Into and out of the last glacial maximum: Sea-level change during oxygen isotope stages 3 and 2: Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 343–360, doi:10.1016/S0277-3791(01)00071-3.

Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C.J., Somoza, L., Goy, J.L., Bardaji, T., and Silva, P.G., 1995, Record of Recent Holocene Sediment Input on Spit Bars and Deltas of South Spain: Journal of Coastal Research, v. SI 17, p. 241–245.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardaji, T., Cabero, A., and Dabrio, C.J., 2011, Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia: Quaternary International, v. 242, p. 196–200, doi:10.1016/j.quaint.2011.01.036.

Lau, A.Y.A., Switzer, A.D., Dominey-Howes, D., Aitchison, J.C., and Zong, Y., 2010, Written records of historical tsunamis in the northeastern South China Sea: Challenges associated with developing a new integrated database:

Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C.J., Nettles, M., Ward, S.N., Aster, R.C., Beck, S.L., Bilek, S.L., Brudzinski, M.R., and Butler, R., 2005, The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 december 2004: Science, v. 308, p. 1127–1133.

Lee, K., and Hsu, S., 1989, Typhoon records from ancient chronicles of Guangdong Province:

Lentz, E.E., Hapke, C.J., Stockdon, H.F., and Hehre, R.E., 2013, Improving understanding of near-term barrier island evolution through multi-decadal assessment of morphologic change: Marine Geology, v. 337, p. 125–139.

Leone, F., Babtista, M.A., Zourarah, B., Mehdi, K., Lavigne, F., de Richmond, N.M., and Omira, R., 2012, Evaluation des vulnérabilités territoriales et humaines face aux tsunamis au Maroc (Façade atlantique et ville d'El Jadida): données historiques, modélisation de l'aléa et des enjeux humains, critères de vulnérabilité, indicateur de risque, aide à la gest: Projet ANR-08-RISKNAT-05 MAREMOTI (MAREgraphie, observations de tsunaMis, mOdélisation et éTudes de vulnérabIlité pour le nord-est Atlantique et la Méditerranée occidentale) WP5. UMR GRED (Ex. EA GESTER)/Université Montpellier, v. 3.

Leorri, E., and Cearreta, A., 2004, Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: Sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation: Marine Micropaleontology, v. 51, p. 75–94, doi:10.1016/j.marmicro.2003.08.003.

Leorri, E., Freitas, M.C., Zourarah, B., Andrade, C., Mellas, S., Cruces, A., Griboulard, R., and Lopes, V., 2010, Multiproxy approach to characterize an overwash deposit: Oualidia lagoon (Moroccan Atlantic coast): Geogaceta, p. 7–10.

Liu, P.L.F., Cho, Y.S., Yoon, S.B., and Seo, S.N., 1995, Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii BT - Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning, in Tsuchiya, Y. and Shuto, N. eds., Dordrecht, Springer Netherlands, p. 99–115, doi:10.1007/978-94-015-8565-1_7.

Liu, K., and Fearn, M.L., 1993a, Lake-sediment record of late Holcene huricane activities from coastal Alabama: Geology, v. 21, p. 793–796.

Liu, K., and Fearn, M.L., 1993b, Lake-sediment record of late Holocene hurricane activities from coastal Alabama: Geology, v. 21, p. 793–796.

Liu, K.B., and Fearn, M.L., 2000, Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in Northwestern Florida from lake sediment records: Quaternary Research, v. 54, p. 238–245, doi:10.1006/qres.2000.2166.

Longshore, D., 2008, Encyclopedia of Hurricanes, Typhoons and Cyclones: 481 p., doi:10.1017/CBO9781107415324.004.

Lopes, V., Freitas, M.C., Zourarah, B., Andrade, C., Leorri, E., Mellas, S., Griboulard, R., and Cruces, A., 2010, Caracterização de depósito de galgamento no ambiente de barreira da laguna de Oualidia (costa Atlântica Marroquina): Revista Electrónica de Ciências da Terra, v. X, p. 2–5, http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/view/169.

Luque, L., Lario, J., Civis, J., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., and Dabrio, C.J., 2002, Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain: Journal of Quaternary Science, v. 17, p. 623–631, doi:10.1002/jqs.711.

MacAyeal, D.R., Abbot, D.S., and Sergienko, O. V, 2011, Iceberg-capsize tsunamigenesis: Annals of glaciology, v. 52, p. 51–56.

Mamo, B., Strotz, L., and Dominey-howes, D., 2009, Earth-Science Reviews Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages: Earth Science Reviews, v. 96, p. 263–278, doi:10.1016/j.earscirev.2009.06.007.

Mansour, M., Alillouch, R., Hamadou, I.Y.A., and El Ghazouani, L., 2020, Le littoral: instruments, acteurs et articulations avec le système de planification urbaine et territoriale.: African and Mediterranean Journal of Architecture and Urbanism, v. 2.

Maouche, S., Morhange, C., and Meghraoui, M., 2009, Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean: Marine Geology, v. 262, p. 96–104.

Maramai, A., Brizuela, B., and Graziani, L., 2014, The euro-mediterranean Tsunami catalogue: Annals of Geophysics, v. 57, doi:10.4401/ag-6437.

Marriner, N., and Morhange, C., 2007, Geoscience of ancient Mediterranean harbours: Earth-Science Reviews, v. 80, p. 137–194, doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.003.

Marriner, N., Morhange, C., Boudagher-Fadel, M., Bourcier, M., and Carbonel, P., 2005, Geoarchaeology of Tyre's ancient northern harbour, Phoenicia: Journal of Archaeological Science, v. 32, p. 1302–1327, doi:10.1016/j.jas.2005.03.019.

Martínez Solares, J.M., and López Arroyo, A., 2004, The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain: Journal of Seismology, v. 8, p. 275–294, doi:10.1023/B:JOSE.0000021365.94606.03.

Martins, J.M.M., 2013, Marine Radiocarbon Reservoir Effect in Southern Atlantic Iberian Coast: Radiocarbon, v. 55, doi:10.2458/azu_js_rc.55.16326.

Martins, J.M.M., and Soares, A.M.M., 2013, Marine Radiocarbon Reservoir Effect in Southern Atlantic Iberian Coast: Radiocarbon, v. 55, p. 1123–1134, doi:10.1017/S0033822200048037.

Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., and Russell, P., 2014, Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach: Geomorphology, v. 226, p. 76–93.

Masselink, G., and Gehrels, R., 2014, Coastal Environments and Global Change: 482 p., www.wiley.com/go/masselink/coastal.

Mastronuzzi, G., Brückner, H., De Martini, P.M., and Regnauld, H., 2013, Tsunami: from the open sea to the coastal zone and beyond: Tsunami: From Fundamentals to Damage Mitigation, edited by: Mambretti, S., WIT Press, Southampton, p. 1–36.

Mathieu, R., 1986, Sédiments et Foraminifères Actuels de la Marge Continentale Atlantique du Maroc: Université Pierre et Marie Curie, 420 p.

Mati, O. El, Habib, B. El, and Atmane, H., 2017, Ports et organisation de l ' espace au Maroc:

Matthews, J.A., 2012, The SAGE Handbook of Environmental Change: Volume 1: Approaches, Evidences and Causes Volume 2: Human Impacts and Responses: Sage.

McKee, M., 2005, Radar satellites capture tsunami wave height: New Scientist, v. 6.

Medina, F., Mhammdi, N., Chiguer, A., Akil, M., and Jaaidi, E.B., 2011, The Rabat and Larache boulder fields; new examples of high-energy deposits related to storms and tsunami waves in north-western Morocco: Natural Hazards, v. 59, p. 725–747, doi:10.1007/s11069-011-9792-x.

Medioni, R., and Wernli, R., 1978, Etude géologique du bassin post-nappe mio-pliocène du Charf-el-Akab (Province de Tanger, Maroc): Notes Mém. Serv. géol. Maroc, v. 275, p. 107–133.

Mellas, S., 2012, Atlantique marocain Evaluation du risque tsunamique sur le littoral atlantique marocain: Université Paul Valéry - Montpellier 3; Université Chouaib Doukkali - El Jadida, 265 p.

Mellas, S., Leone, F., Omira, R., Gherardi, M., Baptista, M.-A., Zourarah, B., Péroche, M., and Lagahé, É., 2012, Le risque tsunamique au Maroc : modélisation et évaluation au moyen d'un premier jeu d'indicateurs d'exposition du littoral atlantique: Physio-Géo, v. 6, p. 119–139, doi:10.4000/physio-geo.2589.

METL, 2014, Impacts de la houle exceptionnelle du 06 - 07 Janvier sur les infrastructures portuaires.:

Moreira de Mendonça, J. J., 1758, Historia universal dos terremotos, Antonio Vicenta da Silva, Lisbon, Portugal.

Mhammdi, N., Medina, F., Belkhayat, Z., El Aoula, R., Geawahri, M.A., and Chiguer, A., 2020, Marine storms along the Moroccan Atlantic coast: An underrated natural hazard? Journal of African Earth Sciences, v. 163, p. 103730, doi:10.1016/j.jafrearsci.2019.103730.

Mhammdi, N., Medina, F., Kelletat, D., Ahmamou, M., and Aloussi, L., 2008, Large boulders along the Rabat coast (Morocco); possible emplacement by the November, 1st, 1755 AD tsunami: Science of Tsunami Hazards, v. 27, p. 17–30.

Mhammdi, N., Medina, F., Trentesaux, A., Font, E., Belkhayat, Z., and Geawhari, M.A., 2015, Sedimentary Evidence of Palaeo-Tsunami Deposits Along the Loukkos Estuary (Moroccan Atlantic Coast): Journal of Tsunami Society International, v. 32, p. 77–95.

Minoubi, A., El khalidi, K., Chaibi, M., Bendahhou., Z., Emanuel, P., and Oula, A., 2013, Variation morphosédimentaire saisonnière et impact de la tempête de Janvier 2009 sur la côte de Safi.: Maroc ScienceLib, v. 5, p. 23.

Minoura, K., and Nakaya, S., 1991, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan: The Journal of Geology, v. 99, p. 265–287.

Minoura, K., Nakaya, S., and Uchida, M., 1994, Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan: Sedimentary Geology, v. 89, p. 25–31, doi:https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90081-7.

Monecke, K., Finger, W., Klarer, D., Kongko, W., McAdoo, B.G., Moore, A.L., and Sudrajat, S.U., 2008, A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra: Nature, v. 455, p. 1232–1234, doi:10.1038/nature07374.

Monge Soares, A.M., and Matos Martins, J.M., 2010, Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz: The reservoir effect: Quaternary International, v. 221, p. 9–12, doi:10.1016/j.quaint.2009.10.012.

Monserrat, S., Ibbetson, A., and Thorpe, A.J., 1991, Atmospheric gravity waves and the 'rissaga'phenomenon: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 117, p. 553–570.

Moodley, L., and Hess, C., 1992, Tolerance of Infaunal Benthic Foraminifera for Low and High Oxygen Concentrations: The Biological Bulletin, v. 183, p. 94–98, doi:10.2307/1542410.

Moore, J.G., Bryan, W.B., and Ludwig, K.R., 1994, Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 962–967, doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0962:CDBAGW>2.3.CO;2.

Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., López-González, N., and Carro, B., 2008, Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain): Quaternary Science Reviews, v. 27, p. 734–746, doi:10.1016/j.quascirev.2007.12.002.

Moreno, J., Fatela, F., Leorri, E., De, J.M., Pereira, I., Araújo, M.F., Freitas, M.C., Corbett, D.R., and Medeiros, A., 2014, Marsh benthic Foraminifera response to estuarine hydrological balance driven by climate variability over the last 2000 yr (Minho estuary ,: Quaternary Research, doi:10.1016/j.yqres.2014.04.014.

Morgan, J. V. et al., 2016, The formation of peak rings in large impact craters: Science, v. 354, p. 878–882, doi:10.1126/science.aah6561.

Morton, R.A., Gelfenbaum, G., and Jaffe, B.E., 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples: Sedimentary Geology, v. 200, p. 184–207, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.003.

Morton, R.A., and Sallenger, A.H.J., 2003, Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers: Journal of Coastal Research, p. 560–573.

Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A.L., and Tareco, H., 2007, Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal): Marine Geology, v. 237, p. 127–142, doi:10.1016/j.margeo.2006.10.026.

Murray, J.W., 2006, Ecology and Applications of Benthic Foraminifera: Cambridge, Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511535529.

Murray, J.W., 1991, Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera: Routledge, doi:10.4324/9781315846101.

Nachite, D., 1993, Los ostrácodos y la evolución paleoambiental del Neógeno reciente del NO de Marruecos y del SE de Espana: Thèse de Doctorat, Université de Granada, 340 p.

Nachite, D., and Bekkali, R., 2010, Upper Neogene ostracodes of the NW Moroccan coastal area between Tangier and Asilah: Revue de Micropaleontologie, v. 53, p. 53–68, doi:10.1016/j.revmic.2008.04.002.

Nachite, D., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M., Pascual, A., and Bekkali, R., 2010, Distribution et écologie des associations d'ostracodes récents de l'estuaire de Tahadart (Maroc Nord-Occidental): Revue de Micropaleontologie, v. 53, p. 3–15, doi:10.1016/j.revmic.2008.04.004.

Nakada, S., Hayashi, M., and Koshimura, S., 2018, Transportation of Sediment and Heavy Metals Resuspended by a Giant Tsunami Based on Coupled Three-Dimensional Tsunami, Ocean, and Particle-Tracking Simulations: Journal of Water and Environment Technology, v. 16, p. 161–174, doi:10.2965/jwet.17-028.

Nakhli, S., 2010, Pressions environnementales et nouvelles stratégies de gestion sur le littoral marocain: Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens/Journal of Mediterranean geography, p. 31–42.

Nelson, D.W., and Sommers, L.E., 1996, Total carbon, organic carbon, and organic matter: Methods of soil analysis: Part 3 Chemical methods, v. 5, p. 961–1010.

Nichol, S., and kench, P.S., 2008, Sedimentology and preservation potential of carbonate sand sheets deposited by the December 2004 Indian Ocean tsunami: South Baa Atoll, Maldives: Sedimentology, v. 55, p. 1173–1187, doi:10.1111/j.1365-3091.2007.00941.x.

Nichols, G., 2009, Sedimentology and stratigraphy: John Wiley & Sons.

Nomikou, P., Druitt, T.H., Hübscher, C., Mather, T.A., Paulatto, M., Kalnins, L.M., Kelfoun, K., Papanikolaou, D., Bejelou, K., and Lampridou, D., 2016, Post-eruptive flooding of Santorini caldera and implications for tsunami generation: Nature communications, v. 7, p. 1–10.

Noormets, R., Felton, E.A., and Crook, K.A.W., 2002, Sedimentology of rocky shorelines: 2: Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii—origins and history: Sedimentary Geology, v. 150, p. 31–45.

Nordstrom, K.F., 1994, Beaches and dunes of human-altered coasts: Progress in Physical Geography: Earth and Environment, v. 18, p. 497–516, doi:10.1177/030913339401800402.

Nott, J., 2004, Palaeotempestology : the study of prehistoric tropical cyclones — a review and implications for hazard assessment: v. 30, p. 433–447, doi:10.1016/j.envint.2003.09.010.

Nott, J., 2003, Tsunami or storm waves?: Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations: Journal of Coastal Research, p. 348–356.

Omira, R., Baptista, M.A., Leone, F., Matias, L., Mellas, S., Zourarah, B., Miranda, J.M., Carrilho, F., and Cherel, J.P., 2013, Performance of coastal sea-defense infrastructure at El Jadida (Morocco) against tsunami threat: Lessons learned from the Japanese 11 March 2011 tsunami: Natural Hazards and Earth System Sciences, doi:10.5194/nhess-13-1779-2013.

Omira, R., Baptista, M.A., Mellas, S., Leone, F., de Richemond, N.M., Zourarah, B., and Cherel, J.-P., 2012, The November, 1st, 1755 Tsunami in Morocco: Can Numerical Modeling Clarify the Uncertainties of Historical Reports? Tsunami - Analysis of a Hazard - From Physical Interpretation to Human Impact, doi:10.5772/51864.

Omira, R., Baptista, M.A., Miranda, J.M., Toto, E., Catita, C., and Catalão, J., 2010, Tsunami vulnerability assessment of Casablanca-Morocco using numerical modelling and GIS tools: Natural Hazards, v. 54, p. 75–95, doi:10.1007/s11069-009-9454-4.

ONE, 2002, Rapport d'Etude d'Impact sur l'Environnement de la Centrale à Cycles Combinés de Tahaddart, vol II. Rapport Final, Rabat,: , p. 186.

Ouadia, M., 1998, The Plio-Quaternary formations in the western mesetian domain of Morocco between Casablanca and Safi: geomorphology, sedimentology, Quaternary palaeo environments and current evolution: Mohammed V University, Faculty of Sciences Rabat, 319 p.

Ouid Baba, M.L. ould sidi, 1988, Contribution à l'Etude d'Un milieu Paralique : Systeme lagunaire Tahadart - Hachef (Littoral atlantique septentrional. Maroc) Etude hydrologique, minéralogique et géochimique.: Ecole Normale superieur - Takaddoum Rabat, 210 p.

Paris, R., Cachão, M., Fournier, J., and Voldoire, O., 2010a, Nannoliths abundance and distribution in tsunami deposits: example from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga (northwest Sumatra, Indonesia): Géomorphologie : relief, processus, environnement, v. 16, p. 109–118, doi:10.4000/geomorphologie.7865.

Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., and Wassmer, P., 2010b, Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore–onshore model: Marine Geology, v. 268, p. 43–54.

Pascual, A., Nachite, D., Rodríguez-Lázaro, J., Martin-Rubio, M., and Bekkali, R., 2007, Los foraminíferos bentónicos del estuario del Tahadart (N-O de Marruecos): Geogaceta, v. 41, p. 167–170.

Phantuwongraj, S., Choowong, M., Nanayama, F., Hisada, K.I., Charusiri, P., Chutakositkanon, V., Pailoplee, S., and Chabangbon, A., 2013, Coastal geomorphic conditions and styles of storm surge washover deposits from Southern Thailand: Geomorphology, v. 192, p. 43–58, doi:10.1016/j.geomorph.2013.03.016.

Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., and Sawai, Y., 2014, Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 413, p. 144–157, doi:10.1016/j.palaeo.2014.06.033.

Plant, N.G., and Stockdon, H.F., 2012, Probabilistic prediction of barrier-island response to hurricanes: Journal of Geophysical Research: Earth Surface, v. 117.

Ponsich, M., 1964, Contribution à l'Atlas archéologique du Maroc: Région de Tanger: Editions marocaines et internationales.

Ponsich, M., 1967, Kouass, port antique et carrefour des voies de la Tingitane: Bulletin d'archéologie marocaine, v. 7, p. 369–405.

Poujol, A., 2017, Analyse des déformations actuelles dans le Rif (Maroc) : approche morphotectonique:

Priestas, A.M., and Fagherazzi, S., 2010, Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida: Geomorphology, v. 114, p. 614–626.

Raji, O., 2014, Événements extrêmes du passé et paléoenvironnements : reconstitution à partir des archives sédimentaires de la lagune de Nador, Maroc.: Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Rabat, 212 p.

Raji, O., Dezileau, L., Von Grafenstein, U., Niazi, S., Snoussi, M., and Martinez, P., 2015, Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 15, p. 203–211, doi:10.5194/nhess-15-203-2015.

Ramalanjaona, G., 2011, Impact of 2004 Tsunami in the Islands of Indian Ocean: Lessons Learned: Emergency Medicine International, v. 2011, p. 1–3, doi:10.1155/2011/920813.

Ramalho, R.S., Winckler, G., Madeira, J., Helffrich, G.R., Hipólito, A., Quartau, R., Adena, K., and Schaefer, J.M., 2015, Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence: Science advances, v. 1, p. e1500456.

Regnauld, H., Oszwald, J., Planchon, O., Pignatelli, C., Piscitelli, A., Mastronuzzi, G., and Audevard, A., 2010, Polygenetic (tsunami and storm) deposits? A case study from Ushant Island, western France: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues, v. 54, p. 197–217.

Reimer, P.J. et al., 2013, IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP: Radiocarbon, v. 55, p. 1869–1887, doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947.

Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2001, A Marine Reservoir Correction Database and On-Line Interface: Radiocarbon, v. 43, p. 461–463, doi:DOI: 10.1017/S0033822200038339.

Renou, C., Lesne, O., Mangin, A., Rouffi, F., Atillah, A., El Hadani, D., and Moudni, H., 2011, Tsunami hazard assessment in the coastal area of Rabat and Salé, Morocco: Natural Hazards and Earth System Science, v. 11, p. 2181–2191, doi:10.5194/nhess-11-2181-2011.

Richmond, B.M., Buckley, M., Etienne, S., Chagué-Goff, C., Clark, K., Goff, J., Dominey-Howes, D., and Strotz, L., 2011, Deposits, flow characteristics, and landscape change resulting from the September 2009 South Pacific tsunami in the Samoan islands: Earth-Science Reviews, v. 107, p. 38–51.

Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., and van Weering, T.C.E., 2006, The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, p. 39–50, doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03.

Robbins, J.A., and Edgington, D.N., 1975, Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 39, p. 285–304, doi:10.1016/0016-7037(75)90198-2.

Rodríguez-Ramírez, A. et al., 2015, Atlantic extreme wave events during the last four millennia in the Guadalquivir estuary, SW Spain: Quaternary Research (United States), v. 83, p. 24–40, doi:10.1016/j.yqres.2014.08.005.

Rodríguez-Ramírez, A., and Yáñez-Camacho, C.M., 2008, Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model: Marine Geology, v. 254, p. 187–196, doi:10.1016/j.margeo.2008.06.006.

Rodriguez, M., 2017, Géologie Les tsunamis : diversité des sources:

Rothé, J.P., 1951, The structure of the bed of the Atlantic Ocean: Transactions, American Geophysical Union, v. 32, p. 457, doi:10.1029/TR032i003p00457.

Ruffman, A., 2006, From an Éphémérides to'Observations on The Changes of The Air': documenting the farfield parameters of the November 1, 1755 "Lisbon" tsunami in the western Atlantic:

Ruiz, F. et al., 2013, Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period: Geomorphology, v. 203, p. 97–104, doi:10.1016/j.geomorph.2013.09.008.

Sabatier, P. et al., 2010, Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France): Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 181, p. 27–36, doi:10.2113/gssgfbull.181.1.27.

Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briqueu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., and Von Grafenstein, U., 2012, 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events: Quaternary Research, v. 77, p. 1–11, doi:10.1016/j.yqres.2011.09.002.

Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briqueu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., and Blanchemanche, P., 2008, Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France): Marine Geology, v. 251, p. 224–232, doi:10.1016/j.margeo.2008.03.001.

Sallenger, A.H.J., 2000, Storm impact scale for barrier islands: Journal of Coastal Research, p. 890–895.

Sallenger, A.H., Stockdon, H.F., Fauver, L., Hansen, M., Thompson, D., Wright, C.W., and Lillycrop, J., 2006, Hurricanes 2004: An overview of their characteristics and coastal change: Estuaries and Coasts, v. 29, p. 880–888.

Sanders, D., 2003, Syndepositional dissolution of calcium carbonate in neritic carbonate environments: geological recognition, processes, potential significance: Journal of African Earth Sciences, v. 36, p. 99–134.

Satake, K., and Atwater, B.F., 2007, Long-Term Perspectives on Giant Earthquakes and Tsunamis at Subduction Zones: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 35, p. 349–374, doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140302.

Sato, H., Shimamoto, T., Tsutsumi, A., and Kawamoto, E., 1995, Onshore tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido and 1983 Japan Sea earthquakes: pure and applied geophysics, v. 144, p. 693–717, doi:10.1007/BF00874390.

Sawai, Y., Tanigawa, K., Tamura, T., and Namegaya, Y., 2016, Medieval coastal inundation revealed by a sand layer on the Ita lowland adjacent to the Suruga Trough, central Japan: Natural Hazards, v. 80, p. 505–519.

Scardino, G., Piscitelli, A., Milella, M., Sansò, P., and Mastronuzzi, G., 2020, Tsunami fingerprints along the Mediterranean coasts: Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, p. 1–17.

Scheffers, A.M., 2015, Chapter 3 - Paleotsunami Research—Current Debate and Controversies, in Shroder, J.F., Ellis, J.T., and Sherman Risks, and Disasters, D.J.B.T.-C. and M.H. eds., Boston, Elsevier, p. 59–92, doi:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00003-0.

Scheffers, A., Kelletat, D., Haslett, S., Scheffers, S., and Browne, T., 2010, Coastal boulder deposits in Galway Bay and the Aran Islands, western Ireland: Zeitschrift fur Geomorphologie, v. 54, p. 247–279, doi:10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0027.

Scheffers, A.M., and Kinis, S., 2014, Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? Quaternary International, v. 332, p. 73–84, doi:https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.004.

Scileppi, E., and Donnelly, J.P., 2007, Sedimentary evidence of hurricane strikes in western Long Island, New York: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 8, doi:10.1029/2006GC001463.

Scott, J., 1991, A Matter of Record: Documentary Sources in Social Research:, https://www.wiley.com/en-ag/A+Matter+of+Record:+Documentary+Sources+in+Social+Research-p-9780745600703.

Shi, S., Dawson, A.G., and Smith, D.E., 1991, Sedimentology of a Holocene tsunami deposit, in Xlll Inernational Congress of the International Union for Quaternary Research (IN QUA) , Beijing, p. 329.

Shiki, T., Tsuji, Y., Minoura, K., and Yamazaki, T., 2008, Tsunamiites - Features and Implications: 426 p., doi:10.1016/B978-0-444-51552-0.X0001-X.

Shinozaki, T., Sawai, Y., Hara, J., Ikehara, M., Matsumoto, D., and Tanigawa, K., 2016, Geochemical characteristics of deposits from the 2011 Tohoku-oki tsunami at Hasunuma, Kujukuri coastal plain, Japan: Island Arc, v. 25, p. 350–368, doi:https://doi.org/10.1111/iar.12159.

Silva, P.G., Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., Lario, J., and Dabrio, C.J., 2005, Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain): Tectonophysics, v. 408, p. 129–146, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.031.

Simonet, R., and Tanguy, R., 1956, Etude statistique de la houle dans les différents ports marocains pour la période 1928–1952: Annales du Service de Physique du Globe et de Météorologie, Institut Scientifique Chérifien, v. 16, p. 109–130.

Smith, J.N., and Walton, A., 1980, Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the Pb-210 dating method: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 44, p. 225–240, doi:10.1016/0016-7037(80)90134-9.

Snoussi, M., Ouchani, T., and Niazi, S., 2008, Vulnerability assessment of the impact of sea-level rise and flooding on the Moroccan coast: The case of the Mediterranean eastern zone: Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 77, p. 206–213, doi:10.1016/j.ecss.2007.09.024.

Sen Gupta, B.K., 2003, Modern Foraminifera: Dordrecht, Springer Netherlands, doi:10.1007/0-306-48104-9.

Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., McManus, J.F., and Tessier, B., 2012, Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives: Nature Geoscience, v. 5, p. 892–896, doi:10.1038/ngeo1619.

Sousa, C., Boski, T., and Pereira, L., 2018, Holocene evolution of a barrier island system, Ria Formosa, South Portugal: Holocene, v. 29, p. 64–76, doi:10.1177/0959683618804639.

Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., and Bahlburg, H., 2013, Preservation potential of tsunami deposits on arid siliciclastic coasts: Earth-Science Reviews, v. 126, p. 58–73, doi:10.1016/j.earscirev.2013.07.009.

Spiske, M., Tang, H., and Bahlburg, H., 2019, Post-depositional alteration of onshore tsunami deposits – Implications for the reconstruction of past events: Earth-Science Reviews, p. 103068, doi:10.1016/j.earscirev.2019.103068.

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Extended 14C data base and revised CALIB 3.014 C age calibration program: Radiocarbon, v. 35, p. 215–230, doi:10.14210/bjast.v17.n2.pNB5-8.

Sujatha, C.H., Aneeshkumar, N., and Renjith, K.R., 2008, Chemical assessment of sediment along the coastal belt of Nagapattinam , Tamil Nadu , India , after the 2004 tsunami: v. 95.

Suter, G., and Fiechter, G.G., 1966, Le Rif Méridional atlantique (Maroc): apercu structural sur la région Zoumi-Ouezzane et le pays du Habt (Larache): Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc, v. 188, p. 15–20.

Switzer, A.D., and Burston, J.M., 2010, Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast: Geomorphology, v. 114, p. 42–54.

Switzer, A.D., and 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? Holocene, v. 18, p. 787–803, doi:10.1177/0959683608089214.

Szczuciński, W., 2012, The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand: Natural Hazards, v. 60, p. 115–133, doi:10.1007/s11069-011-9956-8.

Szczuciński, W., Niedzielski, P., Kozak, L., Frankowski, M., Zioła, A., and Lorenc, S., 2007, Effects of rainy season on mobilization of contaminants from tsunami deposits left in a coastal zone of Thailand by the 26 December 2004 tsunami: Environmental Geology, v. 53, p. 253–264, doi:10.1007/s00254-007-0639-4.

Szczuciński, W., Niedzielski, P., Rachlewicz, G., Sobczyński, T., Zioła, A., Kowalski, A., Lorenc, S., and Siepak, J., 2005, Contamination of tsunami sediments in a coastal zone inundated by the 26 December 2004 tsunami in Thailand: Environmental Geology, v. 49, p. 321–331, doi:10.1007/s00254-005-0094-z.

Szczuciński, W., Pawłowska, J., Lejzerowicz, F., Nishimura, Y., Kokociński, M., Majewski, W., Nakamura, Y., and Pawlowski, J., 2016, Ancient sedimentary DNA reveals past tsunami deposits: Marine Geology, v. 381, p. 29–33, doi:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.08.006.

Taaouati, M., 2012, Morphodynamique des plages et évolution su trait de côte sur le littoral atlantique du Tangerois (Maroc Nord Occidental) : Approches saisaonnière et pluridécénnale par techniques de la gématique: Université Abdel Malek Essaâdi, Faculté des Sciences, Tétouan, http://toubkal.imist.ma/handle/123456789/8940 (accessed September 2017).

Taaouati, M., Anfuso, G., and Nachite, D., 2015, Morphological Characterization and Evolution of Tahadart Littoral Spit, Atlantic Coast of Morocco: Sand and Gravel Spits, p. 195–207, doi:10.1007/978-3-319-13716-2.

Tahiri, M., Tabyaoui, H., El Hammichi, F., Tahiri, A., and El Haddi, H., 2014, Evaluation et Quantification de l'Erosion et la Sédimentation à Partir des Modèles RUSLE, MUSLE et Déposition Intégrés dans un SIG. Application au Sous-Bassin de l'Oued Sania (Bassin de Tahaddart, Rif nord occidental, Maroc): European Journal of Scientific Research, v. 125, p. 157–178.

Talke, S.A., de Swart, H.E., and de Jonge, V.N., 2009, An Idealized Model and Systematic Process Study of Oxygen Depletion in Highly Turbid Estuaries: Estuaries and Coasts, v. 32, p. 602–620, doi:10.1007/s12237-009-9171-y.

Terry, J.P., Lau, A.Y.A., and Etienne, S., 2013, Reef-Platform Coral Boulders: Evidence for High-Energy Marine Inundation Events on Tropical Coastlines: 105 p.

Tessier, B., 1993, Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction: Marine Geology, v. 110, p. 355–367, doi:10.1016/0025-3227(93)90093-B.

Theilen-Willige, B. et al., 2013, Use of RapidEye-Data for the Detection of Natural Hazard Prone Areas (Earthquake , Tsunami , Landslides , Desertification) in W-Morocco.:

Thibault de Chanvalon, A., Metzger, E., Mouret, A., Cesbron, F., Knoery, J., Rozuel, E., Launeau, P., Nardelli, M.P., Jorissen, F.J., and Geslin, E., 2015, Two-dimensional

distribution of living benthic foraminifera in anoxic sediment layers of an estuarine mudflat (Loire estuary, France): Biogeosciences, v. 12, p. 6219–6234, doi:10.5194/bg-12-6219-2015.

Thomson, J., Croudace, I.W., and Rothwell, R.G., 2006, A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, p. 65–77, doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.05.

Trakadas, A., 2015, Fish-salting in the northwest Maghreb in antiquity : a gazetteer of sites and resources: , p. 159.

Trog, C., Höfer, D., Frenzel, P., Camacho, S., Schneider, H., and Mäusbacher, R., 2013, A multi-proxy reconstruction and comparison of Holocene palaeoenvironmental changes in the Alvor and Alcantarilha estuaries (southern Portugal): Revue de Micropaleontologie, v. 56, p. 131–158, doi:10.1016/j.revmic.2013.10.003.

Tsuchiya, Y., and Kawata, Y., 1988, Historical changes of storm surge disasters in Osaka: Natural and man-made hazards. Proc. symposium, Rimouski, Quebec, 1986, v. 8, p. 279–303, doi:10.1007/978-94-009-1433-9_21.

Udías, A., 2020, Large Earthquakes and Tsunamis at Saint Vincent Cape before the Lisbon 1755 Earthquake: A Historical Review: Pure and Applied Geophysics, v. 177, p. 1739–1745, doi:10.1007/s00024-019-02323-z.

Umitsu, M., Tanavud, C., and Patanakanog, B., 2007, Effects of landforms on tsunami flow in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem, Thailand: Marine Geology, v. 242, p. 141–153, doi:10.1016/j.margeo.2006.10.030.

Van Dorn, W.G., 1987, Tide gage response to tsunamis. Part II: Other oceans and smaller seas: Journal of physical oceanography, v. 17, p. 1507–1516.

Vickerman, K., 1992, The diversity and ecological significance of Protozoa: Biodiversity & Conservation, v. 1, p. 334–341, doi:10.1007/BF00693769.

Vizcaino, A., Gràcia, E., Escutia, C., Asioli, A., García-Orellana, J., Lebreiro, S., Cacho, I., Thouveny, N., Larrasoaña, J.C., and Diez, S., 2006, Characterizing Holocene paleoseismic record in the SW Portuguese Margin, in Geophys. Res. Abstracts, v. 8, p. 8469.

von Storch, H., and Woth, K., 2008, Storm surges: perspectives and options: Sustainability Science, v. 3, p. 33–43, doi:10.1007/s11625-008-0044-2.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M., 2002, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records: Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 295–305, doi:10.1016/S0277-3791(01)00101-9.

Wallemacq, P., 2018, Economic losses, poverty & disasters: 1998-2017: Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED.

Wang, P., and Cheng, J., 2015, Storm Impacts on the morphology and sedimentology of open coast tidal flats: Coastal Storms, p. 81–98.

Ward, S.N., and Day, S., 2001, Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands: Geophysical Research Letters, v. 28, p. 3397–3400, doi:10.1029/2001GL013110.

Wassmer, P., Schneider, J., Fonfrège, A., and Lavigne, F., 2010, Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits : Application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh , North Sumatra , Indonesia: Marine Geology, v. 275, p. 255–272, doi:10.1016/j.margeo.2010.06.007.

Watt, S., Buckley, M., and Jaffe, B., 2012, Inland fields of dispersed cobbles and boulders as evidence for a tsunami on Anegada, British Virgin Islands: Natural Hazards, v. 63, p. 119–131, doi:10.1007/s11069-011-9848-y.

Wildi, W., 1983, La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène: Revue de geographie physique et de geologie dynamique, v. 24, p. 201–297.

Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., and Okusu, A., 2009, Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan: Quaternary Science Reviews, v. 28, p. 1774–1785, doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.005.

Yawsangratt, S., Szczuciński, W., Chaimanee, N., Chatprasert, S., Majewski, W., and Lorenc, S., 2012, Evidence of probable paleotsunami deposits on Kho Khao Island, Phang Nga Province, Thailand: Natural Hazards, v. 63, p. 151–163, doi:10.1007/s11069-011-9729-4.

Yu, N.-T., Yen, J.-Y., Chen, W.-S., Yen, I.-C., and Liu, J.-H., 2016, Geological records of western Pacific tsunamis in northern Taiwan: AD 1867 and earlier event deposits: Marine Geology, v. 372, p. 1–16, doi:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.010.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., and Roquero, E., 2008, The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes: Quaternary International, v. 181, p. 72–87, doi:10.1016/j.quaint.2007.05.021.

Zehnder, J.A., 2020, Tropical cyclone: Britannica, https://www.britannica.com/science/tropical-cyclone.

Zourarah, B., Maanan, M., Freitas, M.C., Leroy, S., and Andrade, C., 2016, Environmental changes in the Moulay Bousselham lagoon (Morocco) during the last 7 000 years using a multiproxy approach: v. 18, p. 16815.

WEBOGRAPHIE

http://www.nhc.noaa.gov

https://www.dnr.wa.gov/programs-and-services/geology/geologic-hazards/Tsunamis#understanding-tsunamis.3

https://www.deepseanews.com/2011/03/from-the-editors-desk-the-environmental-impacts-of-tsunamis/

https://www.denverpost.com/2017/09/09/oil-gas-tank-failures-hurricane-harvey-pollution/

https://weather.com/news/news/2019-10-09-oil-spill-bahamas-equinor-dorian

https://www.mariefrance.fr/evasion/permis-de-rever/decembre-au-maroc-394015.html

https://www.bladi.net/incendie-raffinerie-samir-mohammedia.html

https://eet.ma/

https://www.taqamorocco.ma/fr

http://www.one.org.ma/

Http://vigilance.marocmeteo.ma/

Https://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/historic-historique/events/19291118-en.php

https://www.delcampe.net/fr/collections/

https://www.yabiladi.com/articles/details/22237/maroc-aussi-touche-vagues-deferlantes.html

http://calib.org/marine/

ANNEXE

Protocole utilisé pour l'analyse de la matière organique selon (Nelson and Sommers, 1996)

1. Broyage des échantillons jusqu'à atteindre une taille inférieure à 0,4 mm ;
2. Nettoyage du creuset en porcelaine puis séchage dans un four à moufle pendant 2 heures à une température de 400 °C. Sortir le creuset et le laisser refroidir dans un dessiccateur ;
3. Prendre le poids du creuset vide. Ajouter 3 g de sédiment. Noter le poids final ;
4. Sécher le sédiment avec le creuset dans une étuve à 105 °C pendant 24 heures ;
5. Sortir le creuset, le laisser refroidir dans un dessiccateur, puis mesurer le poids **($Poids_{105}$) ;**
6. Mettre le creuset dans le four à moufle à 400 °C pendant 16 heures ;
7. Sortir le creuset, le laisser refroidir dans un dessiccateur, puis mesurer le poids **($Poids_{400}$).**

Le pourcentage de carbone organique est calculé en utilisant la formule suivante :

$$\text{LOI}, \% = \frac{\text{Poids}_{105} - \text{Poids}_{400}}{\text{Poids}_{105}} \times 100$$

Résultats des analyses granulométriques sur les échantillons de surface

	%SABLE	%SILT	% ARGILE	MOYENNE (µM)	MODE (µM)	SORTING	SKEWNESS	KURTOSIS
L1	99,52 %	0,33%	0,15%	283,7	269,5	1,634	-2,263	29,80
L5	99,70 %	0,30%	0,00%	271,8	245,5	1,889	-2,509	30,29
L6	99,43 %	0,43%	0,14%	272,1	269,5	2,233	-3,222	26,62
L7	99,07 %	0,73%	0,20%	239,5	245,5	1,593	-4,223	44,25
L10	99,30 %	0,49%	0,21%	235,0	245,5	1,489	-6,639	79,53
L11	82,72 %	15,89 %	1,40%	133,2	223,6	3,140	-2,019	7,896
L13	95,10 %	4,05%	0,84%	203,3	223,6	2,447	-2,952	16,99
L14	89,65 %	9,36%	0,99%	174,2	223,6	2,779	-2,366	11,07
L18	97,16 %	2,37%	0,47%	246,2	269,5	2,007	-4,144	28,69
L20	98,27 %	1,32%	0,41%	269,3	269,5	1,910	-4,093	33,39
L25	97,20 %	2,34%	0,45%	232,7	245,5	1,996	-3,444	25,95

L27	85,63 %	13,02 %	1,35%	145,2	223,6	3,075	-2,174	9,043
L29	88,19 %	10,43 %	1,38%	165,9	245,5	3,035	-2,576	10,52
L32	92,82 %	6,03%	1,15%	182,8	223,6	2,559	-3,498	17,13
E1	9,78%	71,15 %	19,07%	7,050	Multimodale	4,148		
E3	8,27%	59,58 %	32,15%	4,939	Multimodale	4,690		
E4	4,23%	76,90 %	18,87%	6,795	Multimodale	3,515		
E5	12,39 %	66,84 %	20,76%	7,670	Multimodale	4,943		

RECONSTITUTION DES PALEO-SUBMERSIONS MARINES (TSUNAMIS ET TEMPETES) LE LONG DE LA COTE ATLANTIQUE NORD DU MAROC AU COURS DES DERNIERS MILLENAIRES

Le littoral Atlantique marocain est une zone vulnérable aux submersions marines, provoquées par des ondes de tempêtes et des tsunamis, et responsables de pertes humaines et économiques très importantes. Afin de réduire autant que possible les futurs dégâts provoqués par ces événements, il est nécessaire d'étudier leurs comportements dans le passé, sur une échelle de temps suffisamment longue. Ce travail cherche à identifier les événements de submersion qui ont touché la côte Atlantique marocaine, en utilisant des archives sédimentaires Holocènes, collectées à partir de l'estuaire de Tahaddart. Ces carottes sont étudiées selon une approche multiproxy, en combinant des analyses granulométriques, géochimiques et microfaunistiques de foraminifères. Ces archives sont datées grâce au $^{210}Pb_{ex}$, le ^{137}Cs et le ^{14}C. Les résultats montrent que l'estuaire de Tahaddart a évolué d'un environnement marin, entre 6800 et 625 cal BP, caractérisé par un faciès sableux très coquillés, vers un système estuarien, entre 625 cal BP et l'actuel. Les archives collectées dans la zone ont montré la présence de dépôts sédimentaires appartenant à des événements de submersions marines. Deux événements ont été identifiés sur la phase marine des carottes, datés à ~3800 cal BP et ~2700 cal BP. Ils sont chronologiquement comparables à des dépôts de tsunamis identifiés sur les côtes Atlantiques Ibériques, ce qui laisse penser qu'il s'agit d'événements régionaux. Sur la phase fluviatile des carottes, deux événements ont été détectés pour la première fois sur les côtes marocaines. Le premier est situé autour de 625 cal BP, et correspond probablement au tsunami de 1531 CE (419 cal BP). Le deuxième événement est daté autour de 200 cal BP, et coïncide avec le tsunami de 1755 CE (195 cal BP).

Mots clés : paléo-submersions marines, littoral, tsunamis, onde de tempêtes, risque, Maroc

RECONSTITUTION OF MARINE PALEO-SUBMERSIONS (TSUNAMIS AND STORMS) ALONG THE NORTH ATLANTIC COAST OF MOROCCO DURING THE LAST MILLENNIA

The moroccan Atlantic coastline is vulnerable to marine submersion events, caused by storm surges and tsunamis, which are responsible for major human and economic losses. To reduce as much as possible the future damages related to these events, it is necessary to study their past behaviour, on a sufficiently long-time scale. This work seeks to identify geological evidences of marine submersion events that affected the moroccan Atlantic coast, using Holocene sedimentary archives, collected from the Tahaddart estuary. These archives are investigated using a multiproxy approach, combining granulometric, geochemical, microfaunal analyses of foraminifera and geochronological data ($^{210}Pb_{ex}$, ^{137}Cs and ^{14}C). The results show that the Tahaddart estuary evolved from a marine environment, between 6800 and 625 cal BP, characterized by very shell-like sandy facies, to an estuarine system, between 625 cal BP and the present, marked by mainly fluvial sedimentation. The archives collected in the area revealed the presence of sedimentary deposits belonging to marine submersion events. Two of them were identified in the marine phase of the cores, dated at ~3800 cal BP and ~2700 cal BP. They are chronologically similar to the tsunami deposits recognised on the Iberian Atlantic coasts, suggesting that they are regional events. In the fluvial phase of the cores, two events were detected for the first time on the moroccan coast. The first one is located around 625 cal BP. It probably corresponds to the tsunami of 1531 CE (419 cal BP). The second event is dated around 200 cal BP, which coincides with the tsunami of 1755 CE (195 cal BP).

Keywords: marine paleo-submersions; coast; tsunamis, storm surges, risk, Morocco