

THESE  
Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Montpellier II

ECOLE DOCTORALE SIBAGHE  
Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement  
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Préparée au sein du laboratoire Environnement-Ressources du Languedoc-Roussillon  
(Ifremer, Sète) et du laboratoire Géosciences Montpellier (UMR 5243, Montpellier) par

Jérôme CASTAINGS

---

**ÉTUDE DU FONCTIONNEMENT HYDROSÉDIMENTAIRE  
D'UN ÉCOSYSTÈME LAGUNAIRE SUR DES ÉCHELLES  
DE TEMPS MULTIPLES**

**application au complexe lagunaire  
« étangs Palavasiens – étang de l'Or – canal du Rhône à Sète »**

---

Thèse dirigée par Laurent DEZILEAU (Géosciences Montpellier)  
Co-encadrée par A. FIANDRINO (Ifremer, Sète) et R. VERNEY (Ifremer, Brest)

Soutenue publiquement le 13 décembre 2012 devant un jury composé de :

<b>Olivier Radakovitch</b>	Maître de conférences, CEREGE, Aix-Marseille	Rapporteur
<b>Nicolas Gratiot</b>	Chargé de Recherche, IRD LTHE, Grenoble	Rapporteur
<b>Christian Grenz</b>	Directeur de Recherche, MIO, Aix-Marseille	Examineur
<b>Rutger De Wit</b>	Directeur de recherche, ECOSYM, Montpellier	Examineur
<b>Annie Fiandrino</b>	Cadre de recherche, Ifremer LER LR, Sète	Encadrant
<b>Laurent Dezileau</b>	Maître de conférences, Géosciences, Montpellier	Directeur de Thèse
<b>Michel Condomines</b>	Professeur, Géosciences, Montpellier	Examineur
<b>Olivier Boutron</b>	Ingénieur de recherche, Tour du Valat, Arles	Invité



*« Ce changement, ce n'est pas seulement dans les populations qu'il s'est produit. C'est le pays lui-même qui s'est transformé. Où il y avait des forêts, une mer intérieure, il y a des dunes, de la vase, des marais. La géographie ne s'y retrouverait pas. Alors, c'est évident, ça ne s'arrêtera pas là. Ça continue.[...]*

*L'étang poursuit son destin. Que va-t-il devenir ? Sera-t-il coupé en deux par une route, ou bien revivifié par un grau ? Quelle sera sa physionomie demain ? Servira-t-il de réserve aux espèces traquées, en voie de disparaître ? Sera-t-il le lieu de plaisance d'une jeunesse épanouie ayant débarrassé la région des moustiques qui l'infestent ? [...] De nouvelles couleurs, des ors, des roses et des noirs entrent dans le tissu des mirages, entre Carnon et le Petit-Travers : c'est un lotissement insalubre qui a changé le village de pêcheurs en ville d'eaux. Tant d'erreurs n'enlèvent rien à cet étang qui transforme le vil métal en or. Et le futur étang que deviendra le Golfe d'Aigues-Mortes active son travail obscur de comblement dans les hauts fonds au large de Lespiguette, poursuivant son devenir vers un nouveau lido, d'autres horizons. »*

Extraits du roman *L'étang de l'Or* - Gaston Baissette, 1945

## Résumé :

L'évolution sédimentaire des milieux lagunaires est un phénomène complexe faisant intervenir à la fois des processus intenses sur le court terme (crues, tempêtes) et des processus plus lents sur le long terme (variations du niveau marin moyen, changements climatiques). Si les mécanismes généraux de ces phénomènes sont bien connus, leur variabilité spatiale et temporelle les rends difficiles à estimer au niveau local. La grande diversité des milieux lagunaires et l'influence des actions anthropiques rendent plus hasardeuse encore cette estimation. Dans cette étude, je me suis intéressé au cas du système lagunaire méditerranéen des « étangs Palavasiens, étang de l'Or, canal du Rhône à Sète » situé dans le Golfe du Lion (Sud de la France). L'utilisation d'une approche pluridisciplinaire a permis d'évaluer la dynamique sédimentaire sur des échelles de temps multiples. Sur les deux derniers siècles, le comblement du système lagunaire a pu être estimé à la vitesse moyenne de 1,3 mm.an<sup>-1</sup> à travers l'utilisation conjointe de données géographiques historiques et d'analyses géochronologiques (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs). Une perte de surface imputable pour moitié aux aménagements anthropiques est également mise en avant au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. Une campagne de mesures haute fréquence de la dynamique hydro-sédimentaire a été menée à court-terme (2 ans). Elle a permis de déterminer l'influence des conditions de forçages physiques sur les processus internes (érosion, remise en suspension, dépôt). Les seuils caractéristiques tels que la tension critique d'érosion ont pu être estimés et reliés aux conditions météorologiques. Le bilan net sur les stations suivies durant cette période montre une perte de sédiment. Ce bilan, opposé aux estimations historiques sur les mêmes secteurs, est probablement en lien avec les conditions d'apports réduites durant la période investiguée. L'adaptation d'un modèle numérique sur la zone d'étude a été entreprise afin de préciser cette dynamique sur une plus large échelle spatiale et temporelle.

## Mots-clefs :

dynamique sédimentaire, géochronologie, hydrodynamique, échelles temporelles, lagunes

---

## Abstract :

The sedimentary evolution of coastal lagoons is a complex phenomenon involving both short term extreme processes (floods, storms) and long term processes (mean sea level variations, climate change). If general mechanisms of these phenomena are well known, their spatial and temporal variability makes them difficult to assess at the local scale. The diversity of lagoonal environments and human influence makes this even more risky. I have focussed this study on the case of a Mediterranean lagoon system : "Palavasian lagoons, Or lagoon, and Rhône-Sète waterway" which is located in the Gulf of Lion (South of France). A multidisciplinary approach was used to assess sediment dynamics on multiple time scales. An average filling rate of 1.3 mm.year<sup>-1</sup> over the two last centuries was assessed using a both historical maps and geochronology (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs). An area loss due for half to anthropogenic impacts was also highlighted in the twentieth century. A short term (2 years) and high frequency monitoring of *in situ* hydro-sedimentary dynamics was performed to determine the influence of physical forcing over internal processes (erosion, resuspension, deposition). The main characteristics thresholds were estimated and related to weather conditions. The observed net balance during this monitoring shows a loss of sediment. This assessment, opposite of historical trends, is probably related to the conditions of reduced river contribution. The implementation of a numerical model is going on in order to explain the dynamics on a larger spatial and temporal scales.

## Keywords :

sediment dynamic, geochronology, hydrodynamic, time scales, lagoons



## AVANT-PROPOS

Cela fait maintenant un peu plus de cinq ans que je baigne dans l'univers des lagunes. Cette histoire débute en effet en avril 2007. Je suis alors en stage et participe à l'élaboration du plan de gestion du Salaison, un des principaux cours d'eau du bassin de l'étang de l'Or. Arrivant du val de Loire je découvre aussi un territoire riche et complexe. Des paysages où s'entremêlent monts, plaines, marais, garrigues, vignes, sansouires, eaux douces et salées ... et aussi nature et urbanité. Un territoire également riche d'une histoire millénaire étroitement liée à l'évolution de son paysage et de ses lagunes : depuis le port antique de Lattara (Lattes) jusqu'au développement touristique dans les années 1960. En 2008 l'histoire se poursuit en Master 2 Gestion du Littoral et des Mers dans les universités de Montpellier, puis au Cedralmar. Au cours de ce nouveau stage, je m'occupe de dresser un état des lieux sur la problématique du « comblement » pour l'ensemble des lagunes de la Région Languedoc-Roussillon. C'est au cours de ce stage que je fais la connaissance d'Annie et Laurent. Un partenariat s'engage progressivement et des premiers carottages sont réalisés. Finalement, après les délais inhérents à la recherche de financements, et un passage par l'IAE de Montpellier pour acquérir une compétence complémentaire en économie, c'est en novembre 2009 que j'entame les travaux de thèse dont je vous présente ici les aboutissements.

Avant cela, je tiens d'abord à remercier toutes celles et ceux sans qui rien n'aurait été possible, et en tout premier lieu la Région Languedoc-Roussillon et l'Ifremer qui ont financé ces travaux. Je remercie également les rapporteurs de cette thèse Nicolas Gratiot et Olivier Radakovitch pour prendre le temps de lire ce manuscrit ainsi que Christian Grenz, Rutger De Wit, Michel Condomines et Olivier Boutron pour l'intérêt que vous portez à l'examen de ces travaux.

Mes pensées vont ensuite à mes co-directeurs de thèse : Laurent Dezileau, Annie Fiandrino et Romaric Verney. Ils ont su rester disponibles malgré leurs emplois du temps surchargés et me transmettre leurs conseils et leurs savoirs dans leurs domaines respectifs. Je sais que ce n'était pas toujours évident, surtout pour Romaric qui était à l'autre bout de la France mais qui est resté présent jusqu'au bout malgré les mésaventures qu'ont subit ses instruments dans les lagunes.

Un grand merci aussi à tous les collègues, administratifs, techniques et scientifiques qui m'ont accompagnés au cours de ces trois années tant à l'université qu'à l'Ifremer. Leur soutien et leur bonne humeur malgré des périodes parfois complexes (comme la transition entre les deux chefs de laboratoires au LER) furent très appréciables. Mes pensées vont plus spécialement à ceux qui m'ont accompagnés durant les régulières sorties de terrain nécessaires à la réalisation de cette thèse. Les lagunes ont beau être peu profondes, certains d'entre-eux ont tout de même dû braver des conditions de plongées difficiles (eau à 5°C, visibilité quasi-nulle) : Gregory Messiaen, Franck Lagarde, Jocelyne Oheix, Patrik Le Gall, Jean-Luc Coeurdacier, Serge Mortreux, Jean Barret, Morgane Hubert, Thibault Geoffroy.

Restons un instant les pieds dans l'eau pour remercier également les étudiants de l'Université Montpellier 2 qui au cours de leur stage ou de TPE ont apporté leur contribution sur le terrain et en laboratoire pour l'analyse d'une partie des carottes sédimentaires utilisées dans le cadre de cette étude.

Je tiens ensuite à remercier mes confrères de toutes disciplines qui ont su m'apporter ponctuellement leur aide et leur vision éclairée sur ces travaux : Michel Seranne, Philippe Blanchemmanche, Pierre Sabatier, Frédéric Bouchette, Louis Briqueu, Ludovic Cesmat, Sebastien Teethen, Valérie Garnier, Frank Dumas, Frédérique Carcaillet, Olivier Raynal, Pierre Ferrer, Hervé Jourde, Raphaël Certain, François Bourrin, Pierre le Hir.

Mes pensées vont également à l'ensemble des acteurs locaux de la gestion des milieux lagunaires qui ont pu m'apporter leur vision, leur connaissance du terrain ainsi que des données essentielles. Sans eux ce travail n'aurait pas été le même :

Le SYMBO (syndicat mixte du bassin de l'Or),  
Le SIEL (Syndicat intercommunal des étangs littoraux),  
Le SYBLE (Syndicat du bassin du Lez),  
Le Conseil Général de l'Hérault,  
Voies Navigables de France,  
Le pôle Ports de la Région Languedoc-Roussillon  
La DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, l'Aménagement, et Logement),  
Le pôle relais lagunes Méditerranéennes et le Conservatoire des Espaces Naturels LR,  
Le Cepralmar

Enfin, je remercie chaleureusement ma famille qui a réussi à me supporter au cours de ces trois ans et surtout durant la fin de thèse : mes parents, ma sœur et ma belle-sœur «blue-berry» pour ses relectures anglophones. Et bien sûr celle qui était là au quotidien, Aurélie, merci pour ta patience, tes petites crèmes et tes biscuits qui m'ont donné l'énergie d'arriver au bout.

## LISTE DES SIGLES EMPLOYÉS

- ADCP** : Courantomètre acoustique à effet Doppler
- ADH** : Archives Départementales de l'Hérault
- ALTUS** : Altimètre à Ultrasons Submersible
- BP** : Before Present (datation en nombre d'années avant 1950)
- BRGM** : Bureau de Recherches Géologiques et Minières
- BRL / CNABRL** : Compagnie d'Aménagement du Bas-Rhône et du Languedoc
- CG** : Conseil Général
- CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique
- DREAL** : Direction Régionale de l'Environnement, l'Aménagement, et Logement
- DYNECO** : Laboratoire de la Dynamique des Écosystèmes Côtiers (Ifremer, Brest)
- GIEC** : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
- IGN** : Institut Géographique National
- LER (LR)** : Laboratoire Environnement et Ressources du Languedoc-Roussillon (Ifremer, Sète)
- LR** : Languedoc-Roussillon
- MES** : Matières En Suspension dans la masse d'eau
- NC** : valeur non connue
- NGF** : Nivellement Général de la France (niveau de référence altimétrique)
- PHYSED** : Laboratoire de Physique Hydrodynamique et Sédimentaire (Ifremer, Brest)
- REPHY** : Réseau de surveillance des Phycotoxines (Ifremer)
- RMC** : Rhône-Méditerranée et Corse (Agence de l'Eau)
- RSL** : Réseau de Suivi Lagunaire (Région LR, Agence de l'Eau RMC, Ceparlmar, Ifremer)
- SHOM** : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
- SIEL** : Syndicat mixte des Étangs Littoraux
- SIG** : Système d'Information Géographique
- SMNLR** : Service Maritime de Navigation du Languedoc-Roussillon
- SYBLE** : Syndicat mixte du Bassin du Lez
- SYMBO** : Syndicat Mixte du Bassin de l'Or
- UMR** : Unité Mixte de Recherche
- VNF** : Voies Navigables de France



# TABLE DES MATIÈRES

Introduction.....	13
Chapitre 1: Présentation générale.....	15
1.1.Les lagunes : milieux en équilibre instable.....	17
1.1.1.Définition d'une lagune.....	17
1.1.2.Formation et évolution des lagunes.....	18
1.2.Contexte géographique : le complexe lagunaire Palavasiens-Or.....	20
1.2.1.Les lagunes.....	20
1.2.2.Le bassin versant.....	25
1.2.3.Les enjeux socio-économiques.....	25
1.3.Fonctionnement général du complexe lagunaire.....	26
1.3.1.Le climat : un forçage dominant.....	26
1.3.1.1.L'influence des températures et des précipitations.....	26
1.3.1.2.Le vent, un moteur de la dynamique lagunaire.....	29
1.3.2.L'influence marine.....	29
1.3.3.Les conséquences sur le bilan sédimentaire.....	31
Chapitre 2: Évolution au cours des derniers siècles.....	33
2.1.Contexte historique : formation et évolution ancienne du complexe lagunaire.....	35
2.2.Analyse comparative des cartographies historiques.....	37
2.2.1.Inventaire des données cartographiques disponibles.....	37
2.2.2.Méthodologie de traitement par Système d'Information Géographique.....	38
2.2.2.1.Référencement des cartes et numérisation.....	38
2.2.2.2.Traitement des données.....	40
2.2.3.Article : Évolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen : le système des étangs Palavasiens (France).....	41
2.3.Étude sédimentologique et reconstitution des vitesses de sédimentation.....	51
2.3.1.Protocole d'échantillonnage.....	51
2.3.2.Caractérisation granulométrique : identification d'évènements particuliers.....	52
2.3.3.Estimation des vitesses de sédimentation par géochronologie.....	57
2.3.3.1.Principe de la datation par le Plomb 210 en excès.....	57
2.3.3.2.Principe de la datation par les retombées de Césium 137.....	60
2.3.4.Article : Assessing sedimentation rates from bathymetric charts and geochronology in a complex Mediterranean lagoon system.....	61
Chapitre 3: Étude in situ de la dynamique actuelle.....	73
3.1.Fonctionnement hydrosédimentaire des milieux lagunaires.....	75
3.1.1.Fonctionnement hydrodynamique d'une lagune.....	75
3.1.1.1.Niveaux d'eau à l'entrée de la lagune et importance du grau.....	75
3.1.1.2.Forçages météorologiques.....	77
3.1.1.3.Les vagues.....	78
3.1.2.Dynamique sédimentaire en milieu côtier peu profond.....	79
3.1.2.1.Mécanismes de transport, floculation et défloculation.....	79
3.1.2.2.Mécanismes d'érosion du sédiment.....	80

3.1.2.3.Mécanismes de dépôt sédimentaire et consolidation.....	82
3.1.2.4.Influence du compartiment biologique sur la dynamique sédimentaire.....	83
3.2.Matériels et méthodes.....	83
3.2.1.Instrumentation mise en œuvre.....	83
3.2.1.1.Stations altimétriques Altus.....	83
3.2.1.2.Courantomètres ADCP.....	85
3.2.1.3.Sondes multiparamètres - turbidité.....	86
3.2.2.Sites et périodes de mesure.....	87
3.2.2.1.Localisation et périodes de suivi.....	87
3.2.2.2.Caractérisation météorologique de la période de suivi.....	91
3.3.Analyse générale des observations.....	94
3.3.1.Hydrodynamique.....	94
3.3.2.Sédiment.....	95
3.4.Caractérisation des paramètres clés de la dynamique hydrosédimentaire.....	97
3.4.1.Vagues.....	97
3.4.2.Identification des seuils d'érodabilité du sédiment.....	99
3.4.3.Caractérisation de la turbidité.....	100
 Chapitre 4: Modélisation numérique de la dynamique hydro-sédimentaire.....	 103
4.1.Le modèle hydrodynamique MARS.....	105
4.1.1.Les équations de l'hydrodynamique.....	106
4.1.1.1.Circulation des masses d'eau.....	106
4.1.1.2.Fermeture turbulente.....	107
4.1.1.3.État thermodynamique (salinité, température, pression).....	107
4.1.2.Le domaine de calcul.....	108
4.1.2.1.Principe de maillage et schéma de calcul.....	108
4.1.2.2.Création de grilles : données, contraintes et optimisation.....	109
4.1.2.3.Grilles de calcul finalement utilisées.....	113
4.1.3.Les conditions aux limites.....	114
4.1.3.1.Limite de surface du plan d'eau : forçages météorologiques.....	114
4.1.3.2.Limites latérales fermées et limites au fond.....	114
4.1.3.3.Limites latérales ouvertes : niveaux d'eau.....	115
4.1.3.4.Apports des bassins versants.....	115
4.1.3.5.Synthèse des conditions limites pour le complexe lagunaire.....	115
4.2.Validation du modèle hydrodynamique.....	116
4.2.1.Validation en hauteur d'eau et débits.....	116
4.2.1.1.Simulation à partir de forçages réels.....	116
4.2.1.2.Différences entre forçages réels et forçages théoriques.....	119
4.2.2.Validation de la courantologie.....	122
4.2.2.1.Comparaisons entre mesures et modèle.....	122
4.2.2.2.Discussion des écarts observés.....	125
4.3.Simulation du fonctionnement du complexe lagunaire.....	125
4.3.1.Estimation des temps de résidence.....	125
4.3.2.Modélisation hydrosédimentaire.....	126
4.3.2.1.Principe de fonctionnement.....	126
4.3.2.2.État d'avancement.....	127

Chapitre 5: Synthèse et conclusion.....	129
5.1.Bilan des principaux résultats.....	131
5.1.1.Dynamique des lagunes à court terme.....	131
5.1.2.Évolution des lagunes à moyen (pluriannuel) au long terme (siècles).....	131
5.1.3.Synthèse évolutive du complexe lagunaire palavasien.....	132
5.1.3.1.Étangs d'Ingril et de la Peyrade.....	135
5.1.3.2.Étang de Vic.....	135
5.1.3.3.Étang de Pierre-Blanche.....	135
5.1.3.4.Étang de l'Arnel.....	135
5.1.3.5.Étang du Prévost.....	136
5.1.3.6.Étang du Méjean.....	136
5.1.3.7.Étang du Grec.....	136
5.1.3.8.Étang de l'Or.....	136
5.2.Perspectives.....	137
5.2.1.L'avenir des lagunes et leur gestion.....	137
5.2.2.Perspectives de recherche.....	137
 Bibliographie.....	 141
 Liste des tableaux et illustrations.....	 151
 Liste des symboles mathématiques.....	 155
 ANNEXES.....	 158





# INTRODUCTION

Les lagunes sont des écosystèmes singuliers, des zones de transition entre terre et mer parfois perçues comme des milieux naturels immuables. En réalité, il est aujourd'hui clairement établi que ce sont des milieux relativement éphémères d'un point de vu géologique. Les lagunes actuelles se sont mises en place il y a moins de 10 000 ans (Kjerfve et al., 1994 ; Raynal, 2008). Leur formation et leur évolution sont étroitement liées aux variations du niveau marin, à la dynamique côtière et aux apports sédimentaires. La richesse et la productivité de ces milieux et l'abri qu'ils offrent par rapport à la mer ouverte sont des atouts qui ont très tôt constitué un attrait pour les populations humaines. Les écosystèmes lagunaires furent d'abord exploités pour leurs ressources alimentaires telles que les poissons, les coquillages et le sel. Bien souvent, les lagunes firent également l'objet de modifications physiques afin d'accompagner où d'enrayer les évolutions naturelles. De nombreuses lagunes dans le monde ont ainsi fait l'objet d'aménagement de ports et de chenaux de navigation, de salins, de fixation de passes avec la mer ou encore de poldérisation. Enfin, les activités sur le pourtour des lagunes et en amont dans les bassins versant engendrent des modifications du fonctionnement biogéochimique des milieux lagunaires. Les apports de nutriments (rejets azotés et phosphorés) par exemple entraînent une hyper-eutrophisation des eaux conduisant parfois à dépasser les limites acceptables par l'écosystème sous la forme de crises dystrophiques ou « malaigues ». Ainsi, de nombreuses lagunes dans le monde sont en réalité des milieux modifiés de longue date par les activités humaines (Duck & Da Silva, 2012). Plus généralement, certains auteurs n'hésitent pas à avancer l'hypothèse d'une nouvelle ère géologique, l'Anthropocène, pour rendre compte des modifications importantes sur le fonctionnement des écosystèmes depuis la révolution industrielle (Crutzen, 2002 ; Steffen et al., 2011). Au cours des dernières décennies, il y a eu une prise de conscience des limites des milieux lagunaires et des excès du passé. L'objectif d'une gestion durable de ces écosystèmes doit désormais intégrer deux phénomènes majeurs : leur eutrophisation et leur évolution morphologique. L'eutrophisation des eaux est assez bien appréhendée et fait parfois l'objet de programmes de gestion et d'une évaluation régulière comme c'est le cas par exemple avec le Réseau de Suivi lagunaire en Languedoc-Roussillon (Gaertner-Mazouni & De Wit, 2012). En revanche, la connaissance des dynamiques sédimentaires (érosion et comblement) est encore relativement fragmentaire (Castaings, 2008).

Ces processus hydrodynamiques et sédimentaires sont gouvernés par des phénomènes physiques complexes agissant sur de multiples échelles imbriquées tant au niveau spatial que temporel. La variabilité de ces processus s'échelonne depuis le niveau particulière (substances dissoutes ou en suspension) jusqu'aux changements morphologiques généraux. Sur le court terme (de quelques minutes à quelques mois), les événements météorologiques tels que les crues du bassin versant et les tempêtes marines sont responsables des apports de sédiments dans la lagune et de leur répartition (Dezileau et al., 2005). La variabilité inter-annuelle du climat et du niveau marin vont ainsi être intégrés à moyen terme dans l'évolution morphologique du système. Sur le long terme (un à plusieurs siècles), ce sont les variations du niveau marin et du niveau sédimentaire (apports sédimentaires et subsidence) qui conditionnent l'évolution morphologique des lagunes (Oertel et al., 1992 ; Kjerfve *et al.*, 1994 chapitre 3). Dans le contexte actuel des changements environnementaux et climatiques globaux, une compréhension fine de ces processus physiques s'avère donc nécessaire. L'étude du fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire constitue même une base indispensable pour évaluer par la suite les évolutions biologiques des écosystèmes.

Le complexe lagunaire palavasien (étangs palavasiens, étang de l'Or et canal du Rhône à Sète) constitue un site de choix pour l'étude de ces processus. En effet, ces étangs sont affectés par les deux phénomènes d'eutrophisation et de comblement. Certains secteurs, tel l'étang de l'Arnel, sont parfois considérés comme extrêmement sensibles et pourraient se combler totalement en une seule crue importante (Girard, 1992). Par ailleurs, la segmentation du complexe par le canal du Rhône à Sète permet de différencier deux groupes d'étangs : i) au nord ceux soumis à l'influence directe des apports terrigènes, ii) au sud ceux qui reçoivent les apports sableux du littoral. L'objectif de cette étude est de mieux comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire de ce complexe lagunaire et plus particulièrement les rythmes propres des processus agissants sur différentes échelles temporelles. Ces éléments pourraient apporter un éclairage supplémentaire sur le devenir des lagunes à moyen et long terme et sur les potentialités de gestion et de restauration de l'écosystème. Pour cela, plusieurs questions apparaissent d'emblée comme essentielles :

- Quelle a été l'évolution sédimentaire récente du complexe lagunaire ?
- Quels processus contrôlent la sédimentation dans ces milieux ?
- Quelle est la réaction hydro-sédimentaire des étangs face aux forçages dominants ?
- Quel est l'impact des événements météorologiques (crues et tempêtes) sur le milieu lagunaire ?
- Quelle peut être l'évolution des lagunes à plus ou moins long terme ?

Afin de répondre à ces questions, j'ai choisi de mener au cours des présents travaux une approche pluridisciplinaire dans le cadre d'un partenariat entre le laboratoire Environnement-Ressources du Languedoc-Roussillon (LER-LR, Ifremer station de Sète), le laboratoire de Dynamique de l'Environnement Côtier et de Physique Hydrodynamique et Sédimentaire (DYNECO-PHYSED, Ifremer Brest) et le laboratoire Géosciences Montpellier (UMR 5243, Université Montpellier 2, CNRS). Trois approches complémentaires constituent les principaux chapitres. Tout d'abord je me suis intéressé à l'estimation de l'évolution sédimentaire passée par l'étude de cartographies historiques et l'analyse de carottes sédimentaires (Chapitre 2). Je me suis ensuite attaché à la caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire actuelle par la mesure in situ des processus (Chapitre 3). Enfin, j'ai adapté au complexe lagunaire palavasien un modèle numérique simulant le fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire du système (Chapitre 4). Les résultats obtenus à ces différentes échelles temporelles sont ensuite discutés dans le chapitre 5.

# CHAPITRE 1: PRÉSENTATION GÉNÉRALE

---

Ce chapitre a pour objectif de définir le contexte de ces travaux. Il présente tout d'abord les mécanismes généraux de la formation et de l'évolution des lagunes. Le cas plus particulier du site d'étude : le complexe lagunaire « étangs palavasiens – étang de l'Or – Canal du Rhône à Sète » est ensuite détaillé.

---



## 1.1. Les lagunes : milieu en équilibre instable

### 1.1.1. Définition d'une lagune

Les lagunes constituent environ 13% des littoraux dans le monde (Larras, 1964) et près de 50% en Languedoc-Roussillon. Elles se retrouvent sur les côtes dominées par la houle, présentent des apports fluviaux peu importants et une faible amplitude de marée (Figure 1.1). Définir concrètement les lagunes n'est pas chose aisée tant la diversité de ces milieux est grande ; chaque lagune est quasiment un cas unique. Différents auteurs ont proposé leur définition tels que Fred Phleger (1969), Eric Bird (Kjerfve *et al.*, 1994 chapitre 2) et David Tagliapietra (2009). Nous pouvons résumer l'ensemble de ces définitions de la manière suivante :

*Une lagune est une masse d'eau généralement peu profonde séparée de la mer par un cordon sédimentaire formé sous l'action des houles au-dessus du niveau des marées. Elle est connectée à la mer au moins de façon intermittente par l'intermédiaire d'une ou plusieurs passe(s). Différentes énergies y interfèrent pour répartir les substances dissoutes et en suspension d'origine terrigène et marine.*

Concrètement, la dynamique de l'écosystème lagunaire est étroitement dépendante de sa communication avec la mer et des apports de son bassin versant. Il constitue un exemple type de milieu paralytique, c'est-à-dire une masse d'eau de transition entre les écosystèmes marins et terrestres. Le fonctionnement d'un tel écosystème est lié à son degré de confinement (Guelorget & Perthuisot, 1983) qui reflète l'importance de l'influence marine dans la lagune. Cette notion abstraite de confinement peut être appréhendée concrètement par l'étude hydrodynamique de chaque lagune (Frénod & Goubert, 2007) et notamment des temps de résidence des substances dissoutes et particulaires.

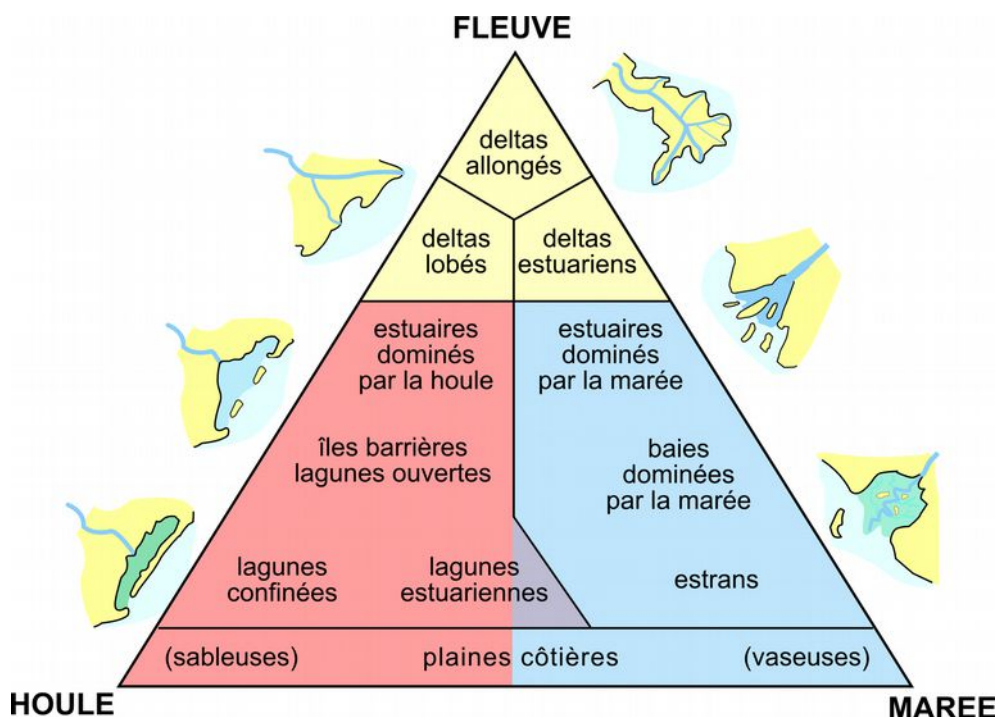


Figure 1.1: Classification géomorphologique des milieux paralytiques en fonction de l'influence relative des apports fluviaux, de la houle et des marées. (D'après Dalrymple *et al.*, 1992 modifié)

### 1.1.2. Formation et évolution des lagunes

La plupart des lagunes actuelles se sont formées durant l'Holocène sous l'action d'une remontée du niveau marin (transgression flandrienne, environ 10 000 ans BP) et de l'hydrodynamisme littoral (Figure 1.2). Leur mise en place nécessite qu'au niveau local la remontée eustatique du niveau marin soit supérieure à l'enfoncement du continent par subsidence (Kjerfve *et al.*, 1994 chapitre 3). La morphologie de la lagune mise en place dépend étroitement de la topographie préexistante ainsi que de l'historique des conditions climatiques, eustatiques et hydrodynamiques (Kjerfve *et al.*, 1994 ; Isla, 1995 ; Raynal *et al.*, 2010). En fonction de ces conditions, la géomorphologie des lagunes va ensuite évoluer au cours du temps. Deux modèles d'évolution sont généralement admis en ce qui les concerne (Oertel *et al.*, 1992).

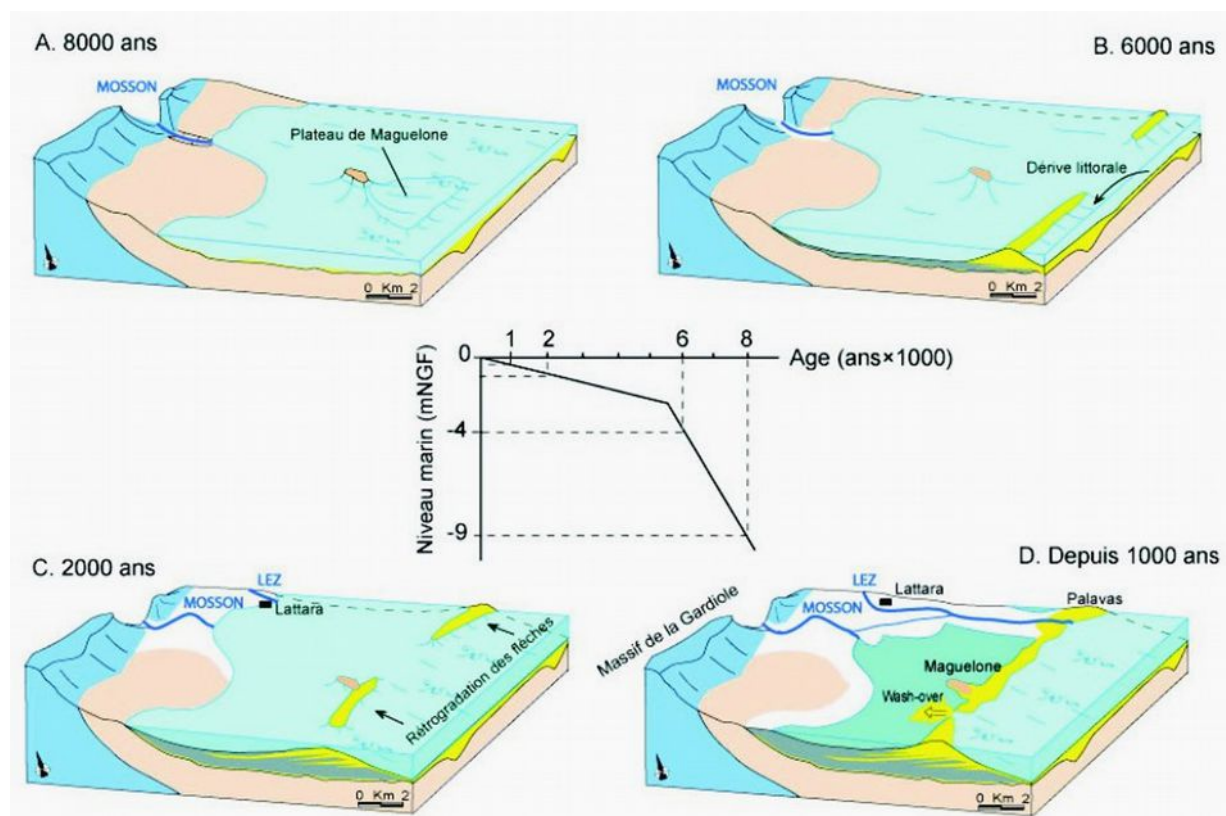


Figure 1.2: Modèle de formation et d'évolution du système lagunaire palavasien en fonction de l'évolution du niveau marin (d'après Sabatier *et al.*, 2010b)

Le premier modèle considère que le niveau marin reste stable et que les marées sont de faible amplitude. L'évolution géomorphologique de la lagune est alors de se combler progressivement. Le cordon littoral va se refermer passant ainsi d'une lagune ouverte à une lagune fermée ; il va également migrer vers l'intérieur de la lagune par la formation de cônes de dépôts sédimentaires lors des tempêtes (Sabatier *et al.*, 2008 ; Dezileau *et al.*, 2011). Les apports sédimentaires extérieurs vont alors être piégés dans le bassin lagunaire (Barusseau *et al.*, 1992 ; Kjerfve *et al.*, 1994 chapitre 7 ; Certain *et al.*, 2004). Ceux-ci sont de quatre types : 1) les apports terrigènes du bassin versant, 2) les apports de sédiments marins, 3) les apports éoliens et 4) les apports biogènes internes à la lagune (Figure 1.3).

Le second modèle suppose que le niveau marin augmente ou que l'amplitude des marées est suffisante pour maintenir le cordon littoral ouvert. L'évolution est alors étroitement liée aux

conditions locales telles que les caractéristiques morphologiques de la lagune, le climat, et l'importance de la vitesse de sédimentation par rapport à la vitesse d'élévation du niveau marin. La lagune peut alors demeurer dans un état stable tant que les conditions s'équilibrent ou alors se ré-ouvrir vers la mer. C'est le cas par exemple des îles Dernières sur la côte Est états-unienne (Penland et al., 1998).

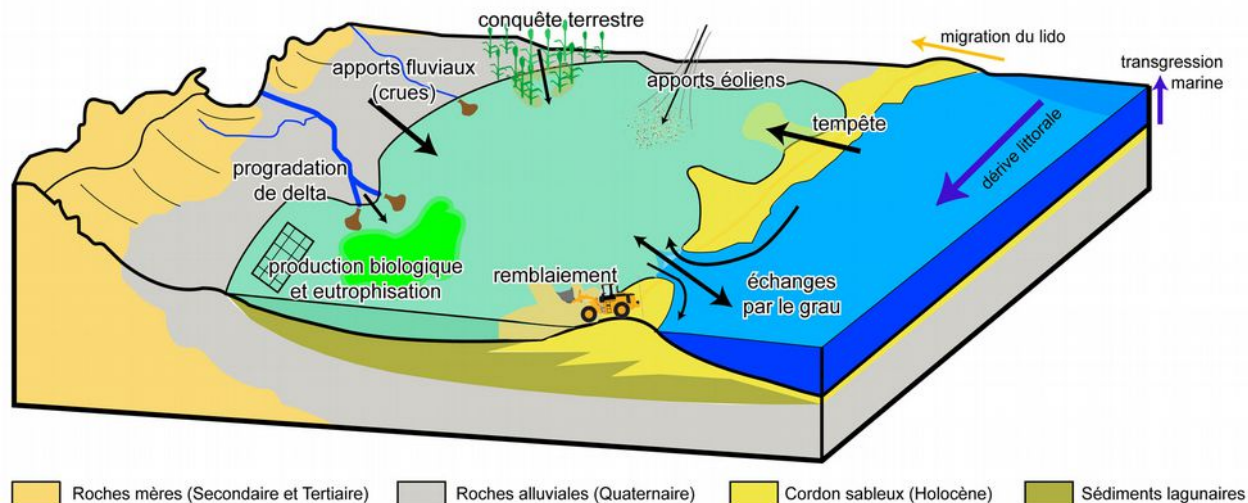


Figure 1.3: Les sources de comblement d'une lagune (d'après Castaings, 2008)

Les évolutions naturelles présentées ci-dessus se produisent cependant rarement lorsque le facteur humain entre en jeu (Castaings, 2008 ; Duck & Da Silva, 2012). En effet, les lagunes sont souvent modifiées, artificialisées, dans le but de servir à des usages spécifiques : amélioration de la navigabilité, gains de terres pour l'agriculture ou l'urbanisation, maintien d'un équilibre favorable à un certain type de fonctionnement de l'écosystème ou bien à certaines espèces emblématiques. La situation devient dès lors plus complexe à appréhender. Aux forçages naturels s'ajoutent alors des forçages anthropiques dont l'évolution est difficilement prévisible sur le long terme.

Les lagunes sont-elles perçues comme insalubres ? La société tentera alors de les combler artificiellement ; constituent-elles un patrimoine à préserver ? La tentation sera grande alors de retarder leur comblement. Ainsi, l'exemple de la lagune de Venise est édifiant. Celle-ci connaissait un comblement accéléré au XVII<sup>ème</sup> siècle du fait de crues importantes combinées à la déforestation du bassin versant (Paulini, 1601). Divers aménagements ont alors été mis en place tels que le détournement de fleuves et le dragage de canaux de navigation, permettant ainsi l'essor économique de la ville. Le développement a été tel qu'aujourd'hui la problématique inverse se pose. La lagune de Venise s'érode et la ville s'affaisse sous l'effet combiné des impacts environnementaux locaux et de la remontée globale du niveau marin (Brambati et al., 2003 ; Molinaroli et al., 2009). Aujourd'hui, la lutte contre les inondations récurrentes dans la cité, les fameuses « *acqua alta* », fait appel à des aménagements conséquents comme la barrière mobile MOSE<sup>1</sup> destinée à isoler la lagune de la mer lors des fortes marées. Plus près de nous, le complexe lagunaire « étangs Palavasiens – étang de l'Or – Canal du Rhône à Sète » porte également l'empreinte des habitants qui s'y sont succédés au cours des siècles. C'est ce site qui sera au centre de ces travaux de thèse.

1 MOSE : MOdulo Sperimentale Elettromeccanico, « module expérimental électromécanique » : système de barrières mobiles refermant les graus pour isoler la lagune lors de sur-côtes marines.

## 1.2. Contexte géographique : le complexe lagunaire Palavasiens-Or

### 1.2.1. Les lagunes

Le système « étangs palavasiens – étang de l'Or – Canal du Rhône à Sète » est un ensemble complexe de lagunes et de canaux. Il se localise sur le littoral languedocien dans le Golfe d'Aigues-Mortes, c'est-à-dire à l'extrémité Nord-Est du Golfe du Lion (Figure 1.4). Il est constitué d'une succession de dix lagunes comprenant les étangs Palavasiens (La Peyrade, Ingril Nord et Sud, Vic, Pierre-Blanche, Arnel, Prévost, Méjean, Grec) et l'étang de Mauguio ou de l'Or ; l'ensemble est entouré d'une zone humide incluant d'autres plans d'eau de plus faibles dimensions.

Les étangs Palavasiens sont traversés par le canal du Rhône à Sète, un ouvrage de navigation datant du XVIII<sup>ème</sup> siècle, avec lequel ils communiquent par l'intermédiaire de passes. L'étang de l'Or n'est pas traversé par ce canal qui le longe au sud de la lagune, il communique néanmoins avec lui à travers des passes. Ce complexe lagunaire se caractérise par sa faible profondeur, inférieure à 80 cm en moyenne (Tableau 1.1). Les étangs sont séparés de la mer Méditerranée par un cordon sableux (le lido) d'une élévation moyenne de 3 m NGF s'étendant sur une trentaine de kilomètres entre La Grande-Motte et Sète. À travers ce lido, six graus permettent la communication avec le milieu marin. Deux de ces graus relie directement les étangs d'Ingril Sud et du Prévost avec la mer. Pour les quatre autres (déviation de Frontignan, embouchure du Lez, grau de Carnon et grau du Roi) le lien est indirect et s'effectue par l'intermédiaire du canal du Rhône à Sète ou d'autres canaux. Des graus temporaires peuvent également s'ouvrir au niveau des points bas du lido lors des tempêtes marines, particulièrement entre Maguelone et Frontignan où le lido présente la plus faible largeur. (voir partie 1.3.2 page 29).

**Tableau 1.1: Superficies et profondeurs dans le complexe lagunaire palavasien (données SMNLR 2004 à 2006 pour les étangs et VNF 2009 pour le canal)**

Lagune	Superficie (ha)	Profondeur moyenne (m)	Profondeur maximale (m)
Étangs de La Peyrade	61	0,30	0,40
Étang d'Ingril Nord	245	0,70	1,20
Étang d'Ingril Sud	265	1,00	1,00
Étang des Mouettes	39	0,20	0,40
Étang de Vic	1341	0,95	1,50
Étang de Pierre-Blanche	257	0,45	0,80
Étang de l'Arnel	452	0,30	0,60
Étang du Prévost	247	0,75	2,70
Étang du Méjean (Ouest)	465	0,62	0,90
Étang de Pérols	264	0,65	0,85
Étang du Grec	112	0,35	0,65
Étang du Levant	8	0,55	1,25
Étang de l'Or	3030	1,10	1,40
Canal du Rhône à Sète	-	2,70	6,75



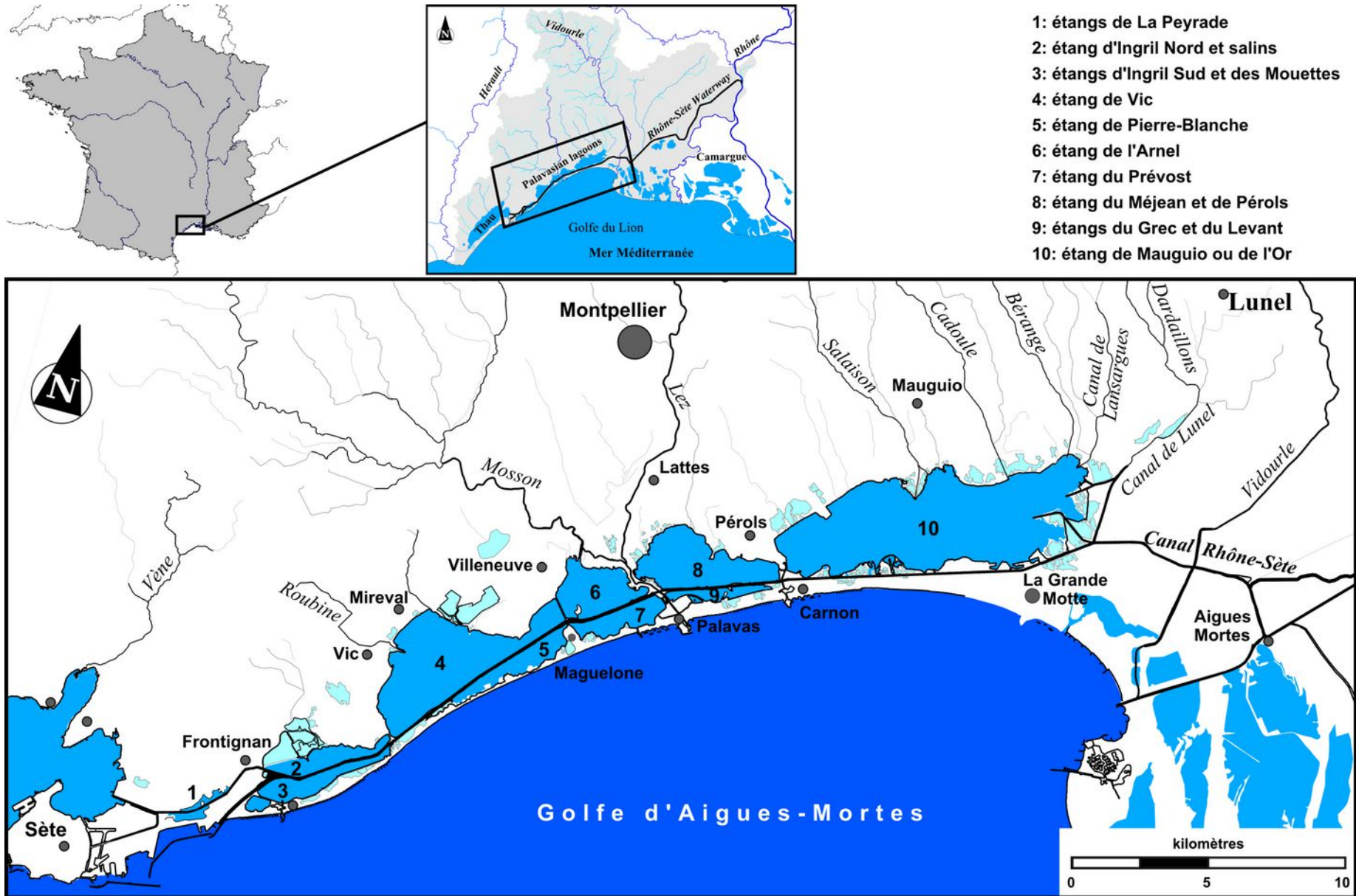


Figure 1.4: Localisation du site d'étude : le complexe lagunaire « étangs Palavasiens, étang de l'Or, canal du Rhône à Sète ».



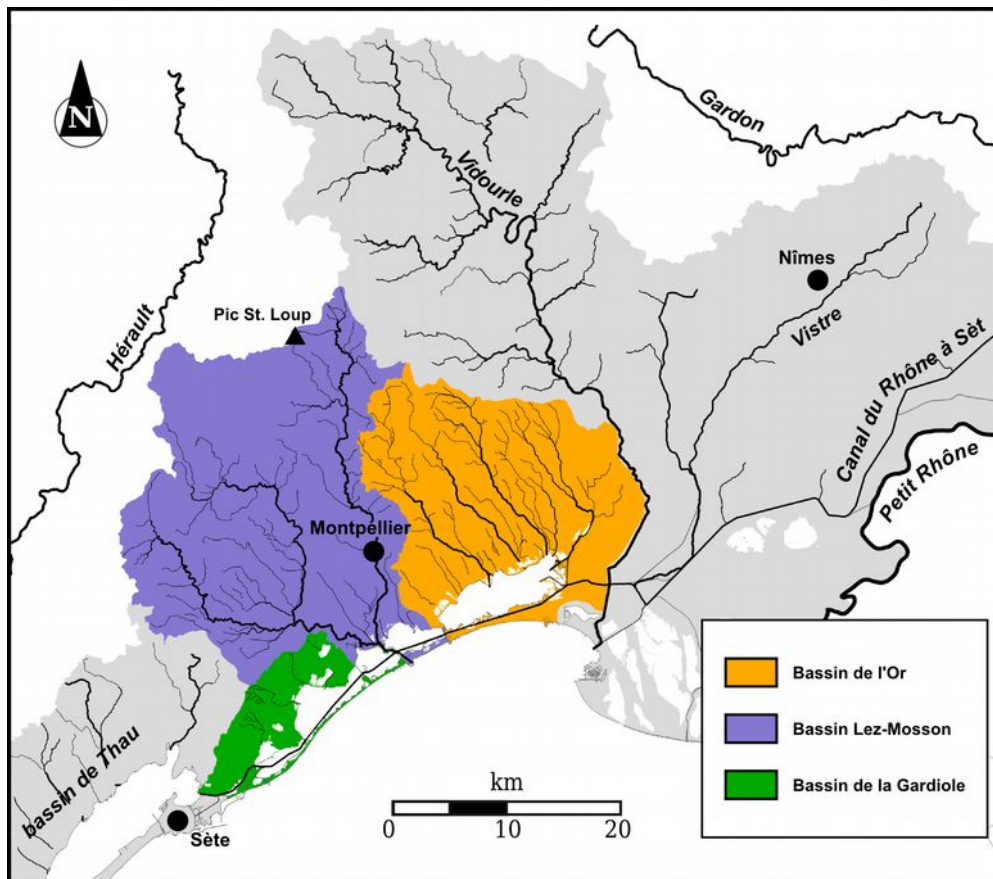


Figure 1.5: Bassins versants alimentant le complexe lagunaire palavasien.  
(Données BD Carthage)

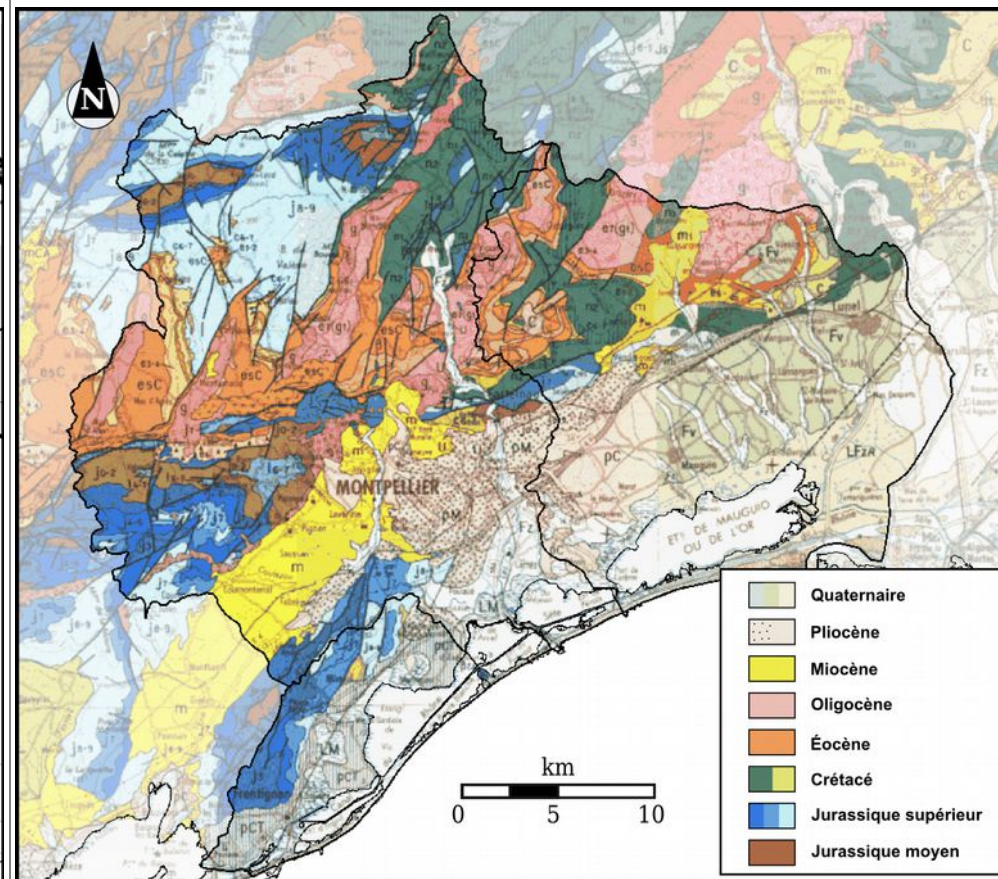


Figure 1.6: Carte géologique du complexe lagunaire palavasien.  
(Données BRGM)





### 1.2.2. Le bassin versant

Le complexe lagunaire Palavasien-Or est alimenté par un bassin versant d'environ 1100 km<sup>2</sup> (Figure 1.5) que l'on peut répartir en trois ensembles : le bassin de l'Or (400 km<sup>2</sup>) le bassin Lez-Mosson (590 km<sup>2</sup>) et le bassin de la Gardiole (110 km<sup>2</sup>). Le bassin versant culmine à l'altitude de 658 m au Pic Saint-Loup. Il est constitué essentiellement de formations d'âge Mésozoïque (calcaires Jurassiques et Crétacés) et d'âge Cénozoïque (grès, argiles, marnes, conglomérats, brèches). Notons également la présence de dépôts sédimentaires du Quaternaire d'origines terrigène, palustre et lagunaire (Figure 1.6).

Les cours d'eau du bassin versant présentent une rupture de pente en arrivant dans la plaine littorale (Figure 1.7). Ce changement de pente a généralement pour effet de ralentir les écoulements et donc de provoquer le dépôt des matières transportées les plus lourdes. Ainsi, pour les sédiments arrivant jusqu'aux lagunes, la fraction la plus légère (fine) devient dominante.

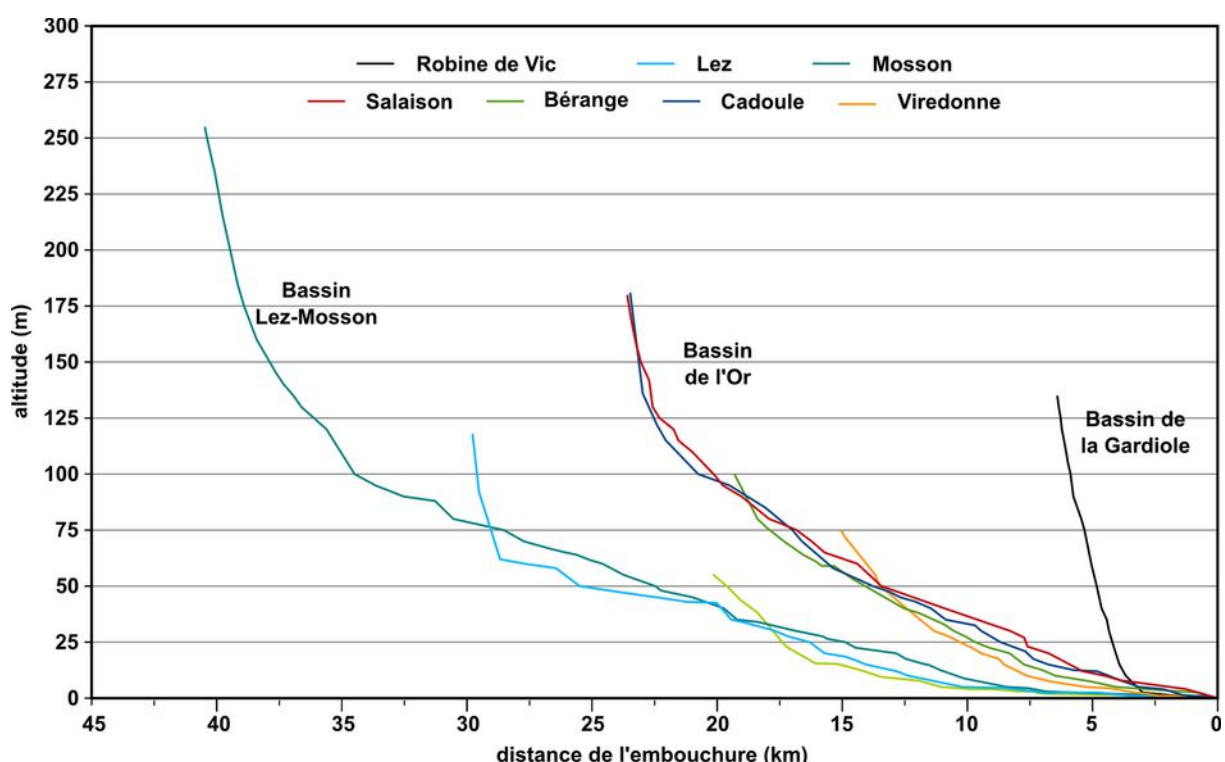


Figure 1.7: Profil en long des principaux cours d'eau du bassin versant du complexe lagunaire palavasien.

### 1.2.3. Les enjeux socio-économiques

Le secteur littoral de la Région Languedoc-Roussillon constitue un territoire particulièrement attractif. Ainsi, il existe depuis les années 1960 une forte croissance démographique et urbaine. Actuellement, environ les deux-tiers de la population Régionale habite à moins de 30 kilomètres de la côte. La croissance de la population y est de 1,7% par an, contre 0,64% en moyenne nationale. Cette croissance engendre cependant une pression accrue sur les milieux lagunaires. L'urbanisation de la frange littorale constitue de plus des enjeux face aux risques naturels et aux évolutions morphologiques du littoral (Préfecture LR : EDATER, 2008).

Le complexe lagunaire palavasien est soumis au même constat. Nous pouvons également noter son rôle indéniable dans l'économie régionale, notamment à travers le tourisme. Le site intègre en effet des stations balnéaires emblématiques (Frontignan, Palavas-les-Flots, Carnon, La Grande Motte). Il bénéficie également des activités de navigation de plaisance maritime et fluviale. La découverte des espaces naturels, les lagunes et les zones humides attenantes, constitue un attrait supplémentaire. Les étangs palavasiens et l'étang de l'Or se caractérisent ainsi par leur faune et leur flore remarquable. Cette biodiversité est à l'origine de leur classement au titre de la convention de RAMSAR<sup>2</sup> et du réseau Natura 2000<sup>3</sup>. Les activités traditionnelles ne sont pas en reste. La pêche professionnelle se pratique sur l'ensemble du site ainsi qu'une production conchylicole sur l'étang du Prévost. Il s'y exerce également d'autres activités traditionnelles telles que la chasse. Enfin, le commerce fluvial sur le canal du Rhône à Sète est en plein développement et des travaux de modernisation sont actuellement en cours de réalisation (première tranche 2010-2013, VNF, 2011). Toutes ces activités nécessitant l'usage de moyens de navigation sur le complexe lagunaire sont sensibles à son évolution. Le comblement sédimentaire surtout est susceptible de gêner le déplacement.

### 1.3. Fonctionnement général du complexe lagunaire

#### 1.3.1. Le climat : un forçage dominant

##### 1.3.1.1. L'influence des températures et des précipitations

Le complexe lagunaire palavasien est soumis à un climat de type méditerranéen. Il se caractérise par une sécheresse estivale et des hivers généralement doux et humides. La température moyenne mensuelle varie entre 7°C l'hiver et 24°C l'été. Les précipitations annuelles cumulées sont de l'ordre de 600 mm et se concentrent principalement en automne (Tableau 1.2). Ces caractéristiques climatiques ont une influence directe sur les lagunes. Les relevés de salinité et de températures mesurés régulièrement par l'Ifremer dans les étangs palavasiens (réseaux de surveillance REPHY et RSL) et dans l'étang de l'Or par le Syndicat Mixte du Bassin de l'Or (SYMBO, suivi de la qualité de l'eau) nous permettent d'observer cette influence.

**Tableau 1.2 : Caractéristiques climatiques de la zone d'étude (Stations MétéoFrance, 1970-2010).**

	Hiver	Printemps	Été	Automne	Annuel
<b>Montpellier (1981-2010)</b>					
Température de l'air(°C)	8,7	17,3	22,6	11,7	15,1
Précipitations (mm)	142	126	131	230	629
<b>Sète (1970-2000)</b>					
Température de l'air (°C)	9,1	16,6	22,2	11,9	15,0
Précipitations (mm)	175	122	95	213	605

Concernant la température, il y a peu de différences entre les lagunes du complexe (Figure 1.8). Du fait de leur faible profondeur, la température y est généralement homogène sur la verticale et suit les variations des températures de l'air. Celle-ci varie en moyenne entre 7°C l'hiver et 25°C l'été.

2 Convention sur les zones humides d'importance internationale adoptée en février 1971.

3 Réseau de sites naturels de l'Union Européenne ayant une grande valeur patrimoniale.

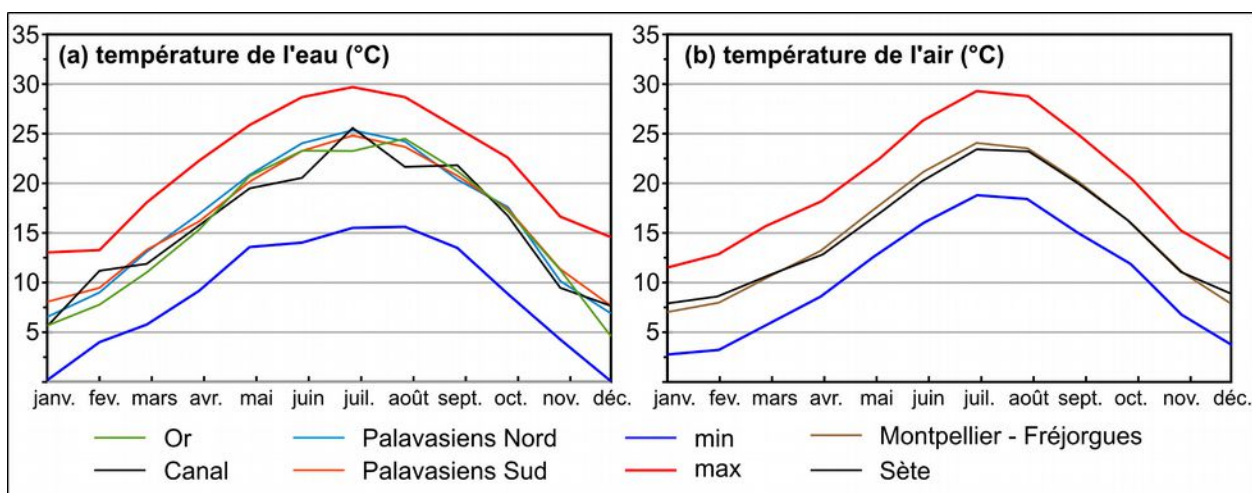


Figure 1.8: Variabilité annuelle de la température de l'eau dans le complexe lagunaire palavasien (a ; données 2001-2011 Ifremer et SYMBO) par rapport à la température normale mensuelle de l'air (b ; données 1970-2010 Météofrance).

Au niveau de la salinité, comme de nombreuses lagunes, ce complexe se caractérise par une forte variabilité. Selon les conditions saisonnières et météorologiques, celle-ci peut varier localement d'une valeur nulle jusqu'à plus de 50 ‰ alors qu'en mer elle reste comprise entre 35 et 38 ‰. Les données de la dernière décennie montrent clairement la tendance saisonnière (Figure 1.9). Un pic de salinité est observé au cours de la période sèche, en été. Entre les mois d'octobre et mars, lorsque les précipitations sont les plus fréquentes, nous pouvons constater des valeurs plus basses de salinité. Les étangs situés au sud du canal du Rhône à Sète ont des variations de plus faible amplitude que ceux situés au nord, sous l'influence directe du bassin versant. De plus, nous pouvons constater que l'étang de l'Or a une salinité plus faible ; sa salinité moyenne est de 17 ‰ contre 30 ‰ pour le reste du complexe lagunaire. Les nombreux cours d'eau affluents dans l'étang de l'Or et son confinement important expliquent aisément cette tendance. Le canal du Rhône à Sète quant à lui présente une variabilité importante liée à son double rôle à la fois de communication avec la mer et d'évacuation des eaux douces (Lez et Vidourle) en période de crue.

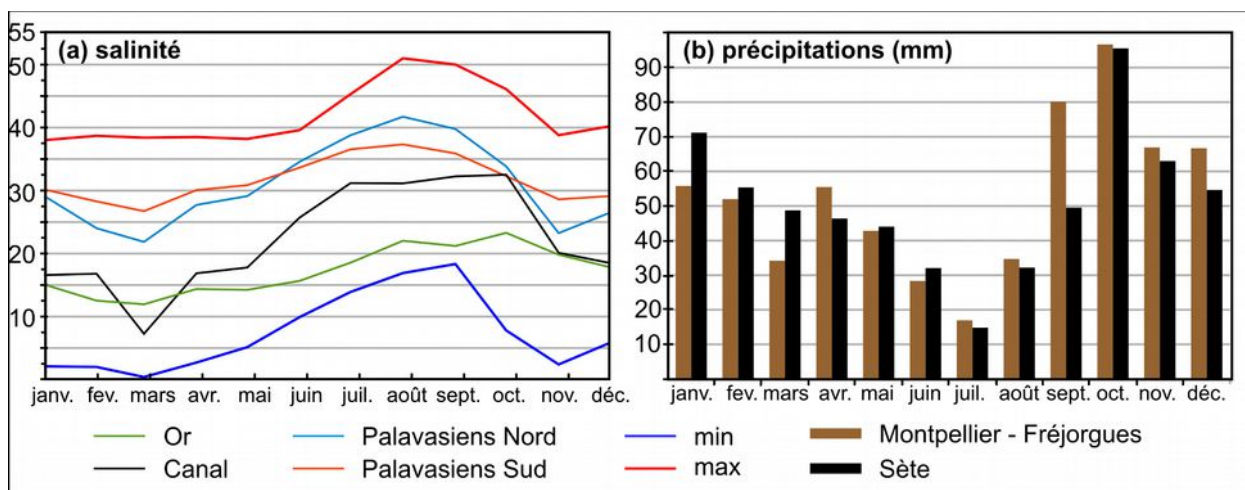


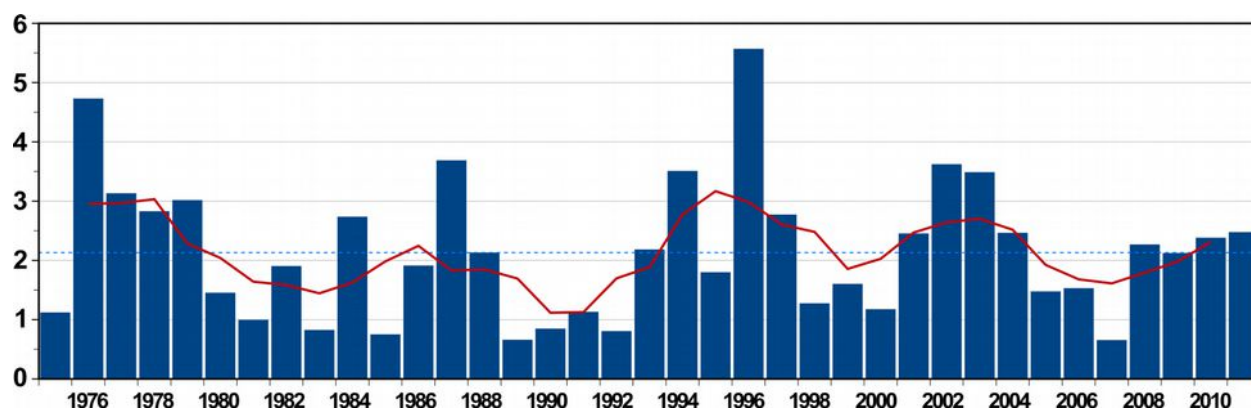
Figure 1.9: Variabilité annuelle de la salinité dans le complexe lagunaire palavasien (a ; données 2001-2011 Ifremer, SYMBO) par rapport aux précipitations normales mensuelles (b ; données 1970-2010 Météofrance).

La variabilité annuelle des précipitations entraîne logiquement une variabilité des apports

des cours d'eau vers les lagunes. Les débits des cours d'eau sont faibles voire nuls en été. Ils peuvent par contre atteindre plusieurs centaines de mètres cubes par seconde (400 m<sup>3</sup>/s lors de la crue de décembre 2003 ; EGIS, 2011) lors des crues entraînées par les violents orages automnaux ou printaniers (Tableau 1.3). Lors de ces épisodes de type cévenols, les quantités de matières transportées vers les lagunes sont conséquentes. Il a été démontré par ailleurs que les crues méditerranéennes peuvent transporter la majeure partie de la charge solide annuelle d'un cours d'eau (Bourrin et al., 2006 ; Gouze et al., 2008). Cependant, les apports solides restent difficilement quantifiables : d'une part en raison de la difficulté à les mesurer (événements brefs, de faible récurrence et violents) d'autre part à cause de l'existence de phénomènes complexes (Zonta et al., 2005) rendant difficile les ajustements de lois classiques entre débits liquides et débits solides. L'irrégularité tant temporelle que spatiale de ces précipitations méditerranéennes entraîne également une variabilité inter-annuelle des apports vers les lagunes. Nous pouvons par exemple constater pour le Lez (Figure 1.10) que le débit moyen annuel varie d'un facteur huit entre les années sèches et les années humides. Cette variabilité semble suivre une oscillation avec une période d'environ cinq ans. Ce cycle est probablement lié à un phénomène oscillatoire climatique plus général, par exemple l'oscillation nord-atlantique (NAO), cependant cela n'est pas clairement établi.

**Tableau 1.3 : Caractéristiques hydrologiques des principaux cours d'eau du complexe lagunaire (données banque hydro et EGIS) et estimation de la charge solide transportée (d'après Bourrin *et al.*, 2006).**

Cours d'eau	Exutoire principal	Surface BV (km <sup>2</sup> )	Débit moyen (m <sup>3</sup> /s)	Débit décennal (m <sup>3</sup> /s)	Charge solide (10 <sup>3</sup> t.an-1)
Robine de Vic	Vic	4	NC	14	NC
Mosson	Lez et Arnel	390	1,3	184	1,9 ± 1,0
Lez	Méditerranée	194	2,2	400	3,0 ± 2,0
Salaison	Or	67	0,4	120	0,1 ± 0,2
Cadoule	Or	49	0,3	77	NC
Bérange	Or	46	0,3	85	NC
Canal de Lansargues Viredonne	Or	31	0,2	+ ? 56	NC
Canal de Lunel Dardaillons	Or	112	0,4	62 76	NC
Vidourle	Méditerranée	790	7,6	820	5,1 ± 1,6



**Figure 1.10: Variabilité inter-annuelle des débits du Lez (station de Montferrier). La ligne en rouge figure la moyenne quinquennale et le pointillé bleu le module inter-annuel (Données Banque Hydro, 1975-2011).**



### 1.3.1.2. Le vent, un moteur de la dynamique lagunaire

Les vents dominants sur le complexe lagunaire sont les vents de Nord-Ouest (Tramontane) et de Nord-Nord-Est (Mistral). Nous pouvons cependant noter que le Mistral est quasiment absent à l'Ouest de la zone et largement présent sur la partie Est (Figure 1.11). Par ailleurs, les vents de secteur Sud-Est sont peu fréquents mais présentent de fortes intensités. Ces entrées maritimes sont souvent associées à des tempêtes et parfois à des orages cévenols sur le bassin versant.

Le vent constitue un facteur important de la dynamique lagunaire. Par son frottement à la surface des étangs, il contrôle la circulation de la masse d'eau ainsi que la génération de vagues. L'ensemble de ces processus seront détaillés puis quantifiés lors de l'étude du fonctionnement hydrodynamique du complexe lagunaire (Chapitres 3 et 4).

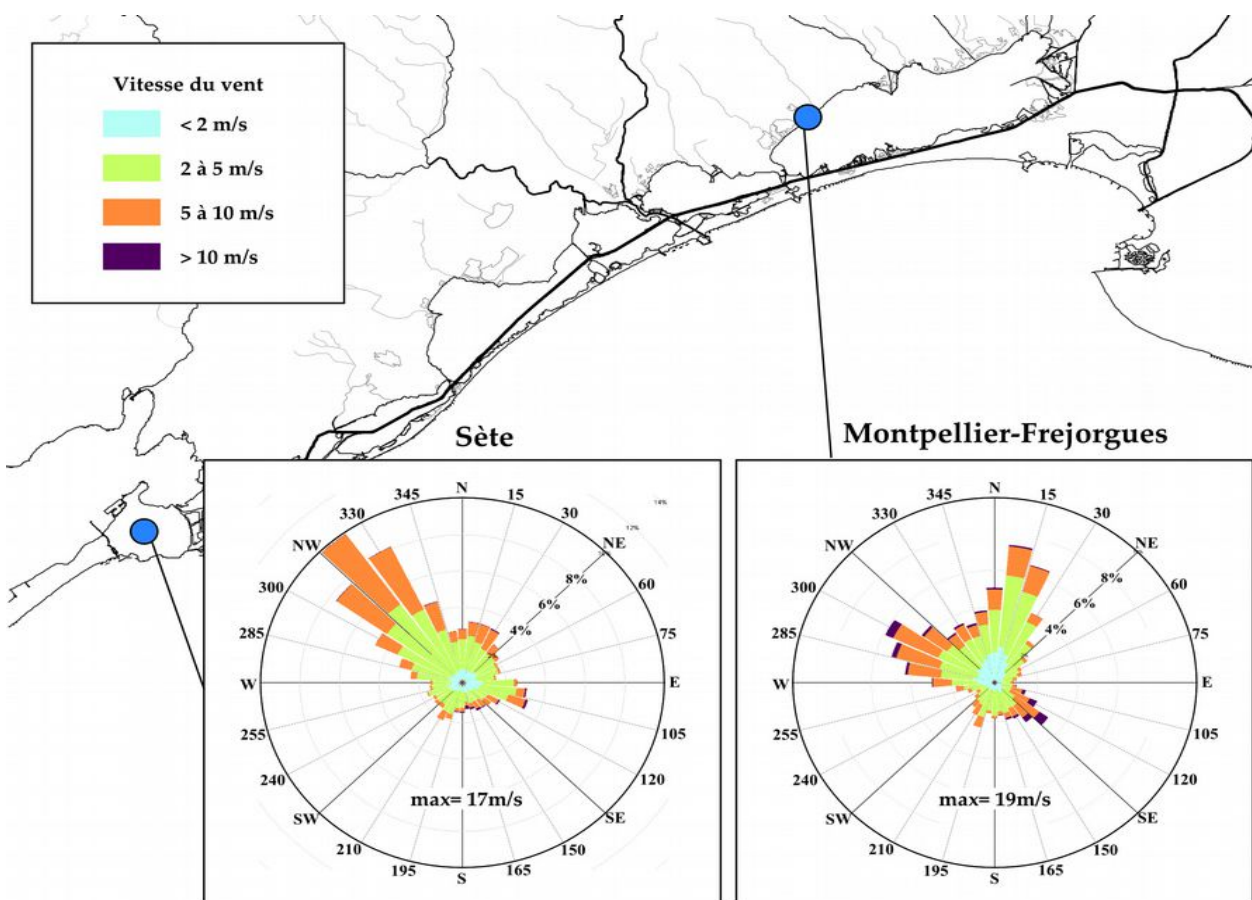


Figure 1.11: Distribution des vents sur le complexe lagunaire palavasien (Données MétéoFrance 2006-2011)

### 1.3.2. L'influence marine

Les variations de hauteur d'eau en mer vont influencer les niveaux d'eau dans la lagune par l'intermédiaire des graus. Le niveau en mer est déterminé par plusieurs phénomènes physiques qui interagissent avec leurs propres rythmes. Il s'agit principalement de la marée, de la pression atmosphérique et du vent (Burtchaell, 2000).

Le Golfe du Lion présente un caractère micro-tidal, l'amplitude de la marée astronomique y est faible : de l'ordre de 20 à 30 centimètres (Région LR, 2000 ; Ullmann et al., 2007). La marée influence directement les lagunes qui sont connectées à la mer par un grau de faible longueur comme les étangs d'Ingril et du Prévost. Dans les autres étangs, elle est atténuée par son passage dans les canaux (Grau de Carnon, canaux de Palavas et canal du Rhône à Sète). Les mécanismes d'action du grau sur les échanges entre mer et lagune sont détaillés au chapitre 3.

Les phénomènes météorologiques, moins facilement prévisibles que la marée, influencent également la communication entre la mer et le complexe lagunaire. La pression atmosphérique qui s'exerce sur les surfaces en eau varie en permanence selon les conditions météorologiques. Une hausse de la pression atmosphérique (anticyclones) s'accompagne d'une baisse du niveau de la mer ou décôte. Inversement, une baisse de cette pression (dépression) entraîne une augmentation du niveau de la mer ou surcôte. Le vent quant à lui joue un rôle essentiel. Nous avons déjà vu qu'il constitue un moteur interne de la dynamique lagunaire (cf. partie précédente, page 29). De plus, en agissant aussi sur le niveau d'eau de la mer, il participe aux phénomènes de surcôtes et décotes.

La Méditerranée présentant de faibles concentrations en matières en suspension, les apports solides d'origine marine sont réduits en temps normal. Néanmoins, lors des tempêtes, le remaniement des sédiments littoraux est susceptible d'entraîner un transport de matière plus important. Notons également qu'en certains points bas du lido des graus temporaires peuvent naturellement s'ouvrir lors de ces tempêtes marines. Dans la période récente, ces ouvertures ont concerné l'étang de Pierre-Blanche (Figure 1.12). Ces graus temporaires s'ajoutent à ceux existants de façon permanente et augmentent ponctuellement les potentialités de transport de sables et coquilles marines vers les lagunes.

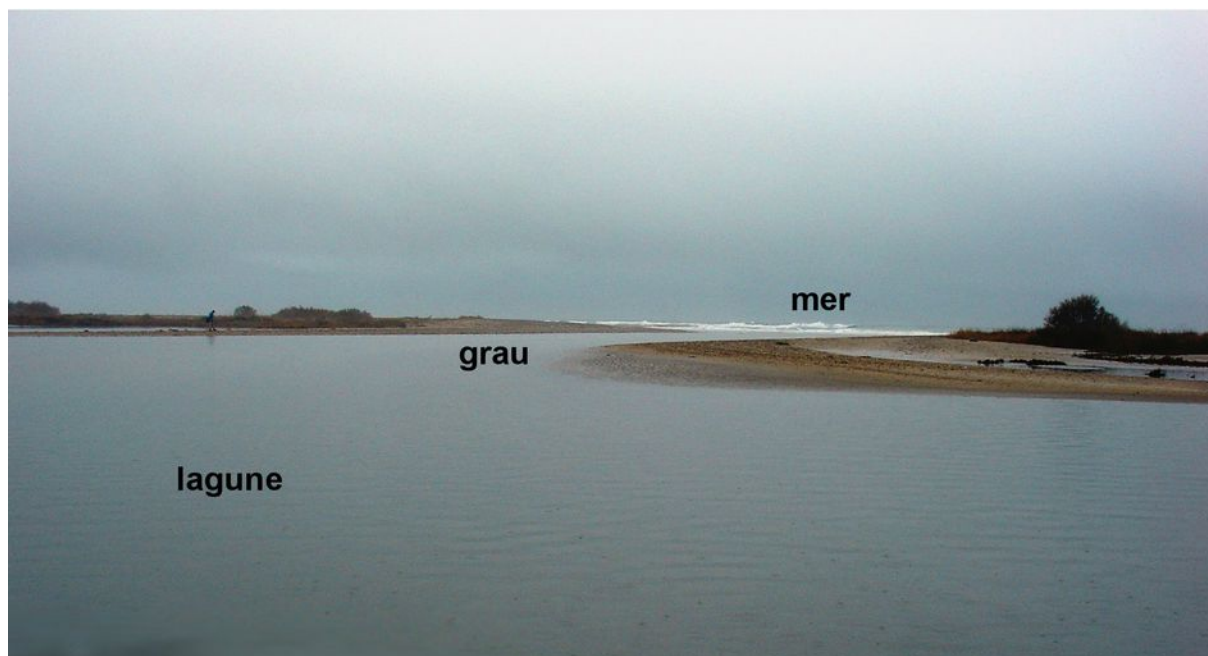
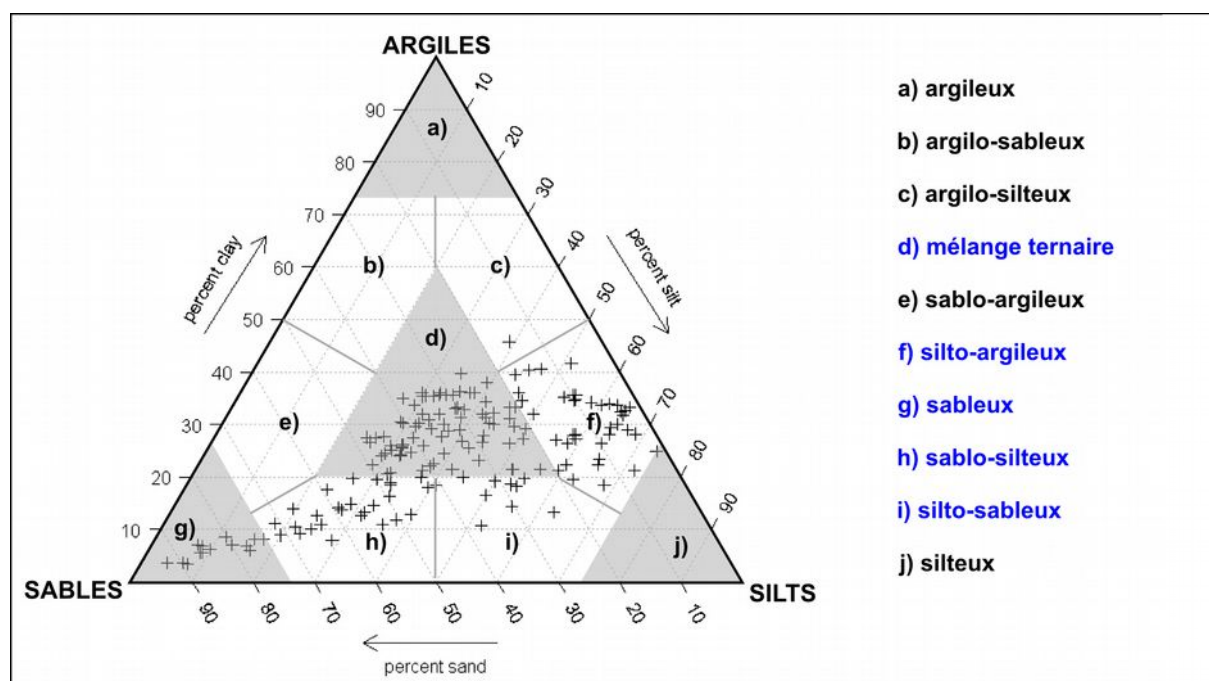


Figure 1.12: Ouverture d'un grau temporaire dans le cordon littoral de l'étang de Pierre-Blanche suite à la tempête du 21/11/2007.

### 1.3.3. Les conséquences sur le bilan sédimentaire

La combinaison des différents facteurs physiques que nous venons de présenter influence la sédimentologie des lagunes. Les caractéristiques du bassin versant et les crues intenses permettent d'apporter aux lagunes principalement des matériaux fins tels que les argiles (diamètre inférieur à 2  $\mu\text{m}$ ) et les silts (diamètre entre 2 et 50  $\mu\text{m}$ ). Les tempêtes marines y transportent des matériaux plus grossiers, essentiellement des sables (diamètre entre 50 et 500  $\mu\text{m}$ ). Enfin, la dynamique interne va permettre de les répartir dans les différents étangs. Ainsi les sédiments de surface du complexe lagunaire palavasien sont le reflet d'un double gradient : un gradient terre-mer en fonction des apports et un gradient concentrique lié à la courantologie. La granulométrie mesurée par tamisage et sédimentation des cinq premiers centimètres de sédiments montre une nette dominance silteuse mélangée avec du sable et des argiles (Figure 1.13). Les fractions sableuses sont retrouvées sur les sites localisés à proximité du cordon littoral, notamment dans le prolongement des cônes de dépôts de tempêtes marines. Les sédiments les plus fins se retrouvent dans les zones sous l'influence des apports continentaux et dans les secteurs les plus profonds, au centre des lagunes (Figure 1.14).



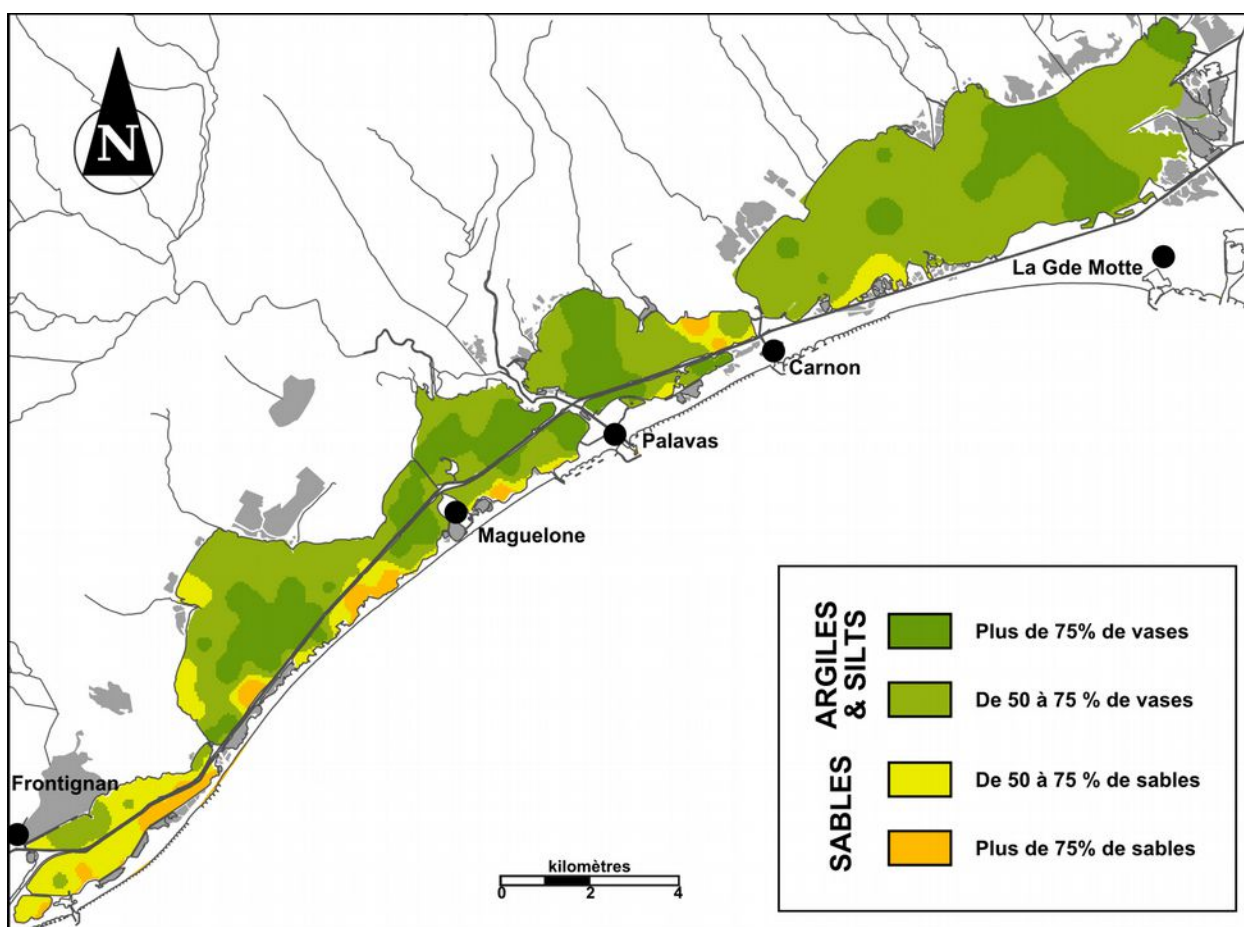
**Figure 1.13: Caractérisation granulométrique des sédiments de surface du complexe lagunaire palavasien d'après la classification de Shepard, 1954. Sont figurés en bleu dans la légende les fractions présentes dans le milieu. (compilation de 343 échantillons RSL, Ifremer de 1999 à 2010)**

Du point de vue quantitatif, le système lagunaire palavasien reste encore mal connu. Un bilan sédimentaire approximatif a pu être établi (Tableau 1.4). Les apports terrestres ont été estimés par les données de calibrations entre débits solides (Bourrin et al., 2006, présentées dans le tableau 1.3) ainsi que par des taux d'érosion des bassins versants estimés pour les cours d'eau côtiers méditerranéens autour de 30  $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$  (Fiandino *et al.*, 2004 ; Gouze *et al.*, 2008). Les apports marins ont été estimés sur la base des volumes de dépôts de tempêtes identifiés dans les différents levés bathymétriques utilisés au chapitre 2. La contribution biologique a été évaluée à partir des teneurs massiques en coquilles (dans les carottes du laboratoire Géosciences Montpellier incluant les présents travaux) et matières organiques (dans les données sédimentaires Ifremer du RSL). Les apports éoliens s'accumulant dans le complexe lagunaire sont considérés

comme négligeables. En effet, les vents dominant ont plutôt tendance à évacuer les sédiments du cordon littoral vers la mer plutôt que vers les étangs. D'autre part, les apports pouvant avoir lieu lors des vents de Sud sont associés aux tempêtes marines et se confondent donc avec les apports marins. Enfin, les sorties de sédiment sont considérées comme négligeable compte tenu du confinement du système. Seul les apports moyens annuels du Lez, canalisé vers la mer, sont considérés comme sortants.

**Tableau 1.4 : Essai de bilan sédimentaire pour le complexe lagunaire palavasien et l'étang de l'Or.**

Compartiment sédimentaire	Gamme des estimations (t.an <sup>-1</sup> )	Bilan sédimentaire(t.an <sup>-1</sup> )
Apports du bassin versant	Bassin de la Gardiole : 1000 à 6000 t.an <sup>-1</sup> Bassin Lez-Mosson : 3000 à 30000 t.an <sup>-1</sup> Bassin de l'Or : 3000 à 12000 t.an <sup>-1</sup>	20000
Apports marins	Dépôts de tempêtes : 700 à 5 300 t.an <sup>-1</sup>	2000
Apports biologiques	Coquilles : 1000 à 6000 t.an <sup>-1</sup> Matières organiques : 1000 à 3000 t.an <sup>-1</sup>	5000
Apports éoliens	Négligeables : < 1000 t.an <sup>-1</sup>	0
Sorties de sédiment	Grau du Palavas (Lez) : 3000 t.an <sup>-1</sup> Autres graus : négligeable	-3000
<b>Total</b>	<b>5000 à 70000</b>	<b>24000</b>



**Figure 1.14: Répartition des argiles et silts ( $\text{\O} < 50\mu\text{m}$ ) et des sables ( $\text{\O} > 50\mu\text{m}$ ) dans les sédiments de surface du complexe lagunaire palavasien (compilation de 343 échantillons RSL, Ifremer de 1999 à 2010)**

## CHAPITRE 2: ÉVOLUTION AU COURS DES DERNIERS SIÈCLES

---

Ce chapitre a pour objectif de reconstruire l'évolution passée des lagunes du complexe palavasien. L'étude des données cartographiques et bathymétriques anciennes permet ici de retracer cette évolution sur les deux derniers siècles. L'utilisation complémentaire de différents proxies dans des carottes sédimentaires a permis d'en préciser les rythmes.

---



## **2.1. Contexte historique : formation et évolution ancienne du complexe lagunaire**

Lors du dernier maximum glaciaire (20 000 ans BP) le niveau de la mer est environ 100 m plus bas et l'actuel littoral palavasiens est alors émergé. Le secteur présente des paléo-vallées incisées par les cours d'eau. La transgression marine qui s'ensuit marque le début de l'Holocène (10 000 ans BP). La mer envahit la zone littorale qui est alors formée de golfes et de cap rocheux. La barrière littorale séparant les lagunes de la mer se met en place au cours des derniers stades de la transgression à 500 mètres au large du littoral actuel. Les premiers dépôts lagunaires observés dans le paléo-canyon du Lez sont datés d'environ 7350 ans BP (Raynal, 2008 ; Sabatier et al., 2010). Ce littoral est encore largement ouvert et va s'engraisser en progradant vers le Sud-Ouest. L'abondance des apports sédimentaires rhodaniens dans le contexte post-glaciaire et le courant de dérive littorale vont favoriser la croissance de ces îles barrières en formant des flèches sableuses. La sédimentation à l'embouchure des cours d'eau est importante, elle a été estimée à 6,6 mm/an (Planchais, 1987). Cependant, le milieu étant ouvert elle reste faible (<1 mm/an) dans le reste de l'espace lagunaire (Sabatier, 2009).

Entre 6 000 et 5 000 ans BP, la montée du niveau marin ralentit, cela ayant pour conséquence une déstabilisation des flèches sableuses en place qui vont commencer à prograder vers la terre (Raynal *et al.*, 2010). La lagune est alors formée d'un unique plan d'eau entre l'étang de Thau et celui de l'Or, largement ouvert sur la mer et en partie protégé de ses houles par les flèches sableuses. Le territoire est idéal pour l'installation d'activités portuaires, pour la pêche et le commerce. Des villages occupent le pourtour lagunaire dès le II<sup>ème</sup> millénaire avant notre ère. Durant l'Antiquité se développe l'emblématique port de Lattara (fondé vers -523 avant J.-C.) au niveau de l'emplacement actuel de Lattes (Py & Garcia, 1993). Le niveau de la mer se stabilise et le cordon littoral, accroché aux massifs rocheux (Sète, Maguelone...) atteint plus ou moins sa position actuelle aux alentours de 1 800 ans BP (Raynal *et al.*, 2010) et commence lentement à se refermer. Il est intéressant de constater que c'est à la même époque que la cité de Lattara va être progressivement abandonnée (Py & Garcia, 1993). La gêne causée par l'évolution du lido pour la navigation pourrait être une des causes de ce déclin.

Progressivement, le cordon se referme sous l'effet des apports de la dérive littorale. La fermeture de la lagune a pu être datée vers 1050 BP par la corrélation de données géochronologiques et faunistiques (Sabatier, 2009). Cette fermeture est associée à une augmentation de la vitesse de sédimentation qui est explicable par un piégeage plus important des sédiments dans cet espace confiné. Au cours du petit âge glaciaire (du XVII<sup>ème</sup> au XIX<sup>ème</sup> siècle) le littoral subit une augmentation des événements de crues et de tempêtes (Dezileau *et al.*, 2011) qui participent d'un comblement accru des lagunes. La morphologie du complexe lagunaire à l'époque présente un plan d'eau unique allant de l'étang de Thau à celui de l'Or, généralement baptisé « étang de Maguelone » (Figure 2.1). Les cartes antérieures au XVIII<sup>ème</sup> siècle sont peu précises et leur utilisation pour déterminer quantitativement l'évolution des étangs n'est pas possible. L'ensemble des représentations s'accordent cependant à représenter l'unicité de ce vaste plan d'eau lagunaire. Sa profondeur est toutefois réduite et la navigation devient alors problématique comme en atteste les ordonnances de dragages du grau de Palavas en 1662 (Petit & Terrisse, 1662) et de « l'étang de Lattes et la rivière du Lez » en 1724 (cf. Castaings, 2008). Finalement la construction progressive du Canal du Rhône à Sète (1700-1850) permet de faciliter la navigation à travers les étangs. Cette intervention majeure va cependant contribuer à la fragmentation de la lagune en plusieurs étangs ; tout comme la canalisation du Lez vers la mer par le dragage d'un chenal au XVII<sup>ème</sup> siècle puis la construction des digues à la fin du XVIII<sup>ème</sup>



siècle. C'est à l'époque de la construction de ces canaux que l'on retrouve les premières cartes exploitables du complexe lagunaire. Il s'agit de cartes partielles de différents secteurs du complexe lagunaire présentant des projets du canal des étangs (ADH, 1706 et 1745). La première carte de France s'appuyant sur une triangulation géométrique du territoire est la célèbre carte de Cassini publiée entre 1756 et 1815. C'est la plus ancienne carte exploitable à représenter la totalité du complexe lagunaire palavasien.



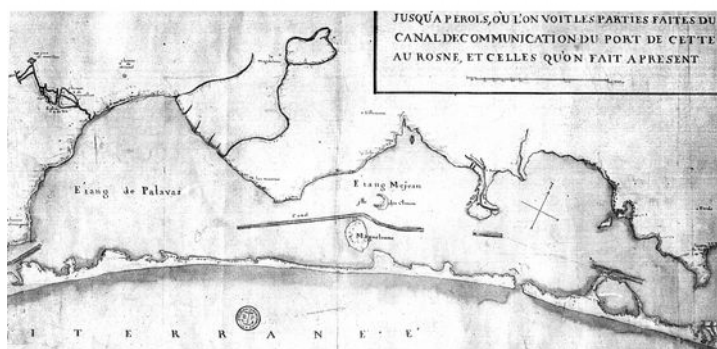
Extrait de  
"Carte de la partie méridionale du Languedoc"  
Atlas de Blaeu, 1623



Extrait de  
"Carte du Canal Royal de communication des  
mers en Languedoc"  
Andreossy, 1669



Extrait de  
"Carte du Diocèse de Montpellier"  
Jaillot, 1706



Extrait de  
Carte des travaux du Canal du Rhône à Sète  
~ 1750

Figure 2.1: Cartes du complexes lagunaire palavasien antérieures à 1770.



Au cours du XIX<sup>ème</sup> siècle, le mouvement hygiéniste considère les étangs et zones humides comme des milieux insalubres. Un vaste projet visant à poldériser une partie des étangs palavasiens est étudié afin d'éradiquer les maladies transmises par les moustiques et de gagner des terres agricoles (Régy, 1868). La construction des voies ferrées participent aussi au morcellement des étangs palavasiens notamment avec les lignes Montpellier-Sète (1839) et Montpellier-Palavas (1872). Même si l'ensemble des projets ne sont pas menés à terme, la tendance se poursuit une bonne partie du XX<sup>ème</sup> siècle comme nous allons le voir plus précisément. De plus, la croissance démographique et l'urbanisation du littoral ont également modifié le fonctionnement biologique des lagunes. Les rejets des stations d'épuration, notamment ceux de l'agglomération montpellieraine, ont apporté de l'azote et du phosphore qui ont favorisé l'eutrophisation des eaux lagunaires et participé à leur comblement biologique. Depuis fin 2005, les rejets ont été déviés au large grâce à un émissaire en mer. Cependant, il reste des nutriments accumulés dans les sédiments et le potentiel de restauration de l'écosystème reste encore mal connu.

## **2.2. Analyse comparative des cartographies historiques**

### **2.2.1. Inventaire des données cartographiques disponibles**

À partir du XVII<sup>ème</sup> siècle il devient possible d'utiliser les cartes de façon quantitative en utilisant un Système d'Information Géographique (SIG). La plus ancienne carte exploitable pour l'ensemble du complexe lagunaire palavasien est la carte de Cassini (Cassini, 1778a et b). Il s'agit plus précisément des feuilles numérotés 57 (Lodève) et 92 (Montpellier) produites à l'échelle 1/86400 et dont les levés furent établis entre 1770 et 1774.

Près d'un siècle plus tard, la carte d'État-Major a été prise comme référence. La feuille de Montpellier, d'échelle 1/40000, fut établie à partir de relevés de 1866. Ces relevés constituent vraisemblablement la base sur laquelle fut dressée la première carte bathymétrique du complexe lagunaire par les ingénieurs des Ponts et Chaussées entre 1867 et 1868 (Régy, 1868). Les données retrouvées aux archives Départementales de l'Hérault présentent les profils de sondes pour les étangs de l'Or, du Méjean et du Grec mais uniquement les courbes de niveaux pour le reste du complexe lagunaire.

Dans la première partie du XX<sup>ème</sup> siècle, plusieurs campagnes de photographies aériennes ont couvert le littoral. Nous avons pris en considération la campagne de 1937 qui présente le double avantage de couvrir l'ensemble de la zone d'étude et d'avoir déjà été scannée et géoréférencée dans le cadre du projet « Photographies anciennes du littoral » mené par l'Ifremer, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine et l'Institut Géographique National (Ifremer, SHOM, IGN, 2009). Ainsi seule la numérisation du contour des étangs a été nécessaire pour exploiter ce jeu de données.

Lors de la mission interministérielle pour l'aménagement du littoral du Languedoc-Roussillon (Mission Racine) une campagne de mesure bathymétrique a couvert l'ensemble des étangs du complexe palavasien (CNABRL, 1965). Les cartes à l'échelle 1/10000 ont pu être récupérées dans les archives de la Région et du Syndicat Mixte des Étangs littoraux (SIEL). Ces cartes représentent des points de sondes relevés entre 1964 et 1966 avant la mise en œuvre des principaux travaux d'aménagements. Une série incomplète de cartes bathymétriques datant des années 1980 a également été mise au jour dans ces archives. Produites également à l'échelle

1/10000 par le Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon (SMNLR), ces cartes concernent l'étang de Pierre-Blanche (1980), Grec (1986), Or (1989) et Prévost (1991).

Les cartographies les plus récentes concernant la bathymétrie du complexe lagunaire palavasien ont été acquises numériquement par le SMNLR entre 2004 et 2006. En plus de reprendre les profils Nord-Sud comme dans les cartes précédentes, ces données sont complétées par des sondes resserrées au niveau des différentes passes (SMNLR, 2006).

## **2.2.2. Méthodologie de traitement par Système d'Information Géographique**

### **2.2.2.1. Référencement des cartes et numérisation**

À l'exception des données bathymétriques 2004-2006 qui ont été acquises numériquement, l'ensemble des autres sources cartographiques ont nécessité un travail de numérisation à partir du support papier. La première étape consiste à géoréférencer ces cartes, c'est-à-dire créer une table de relations entre la taille réelle de l'image (photographiée, scannée ou positionnée sur une table de numérisation) et un système de coordonnées géographiques. Le système de coordonnées utilisé dans les présents travaux est le système Lambert 93 qui est depuis 2000 le système français officiel. L'ensemble des cartes produites en France depuis 1920 sont basées sur une projection de type Lambert ce qui permet un géoréférencement aisé nécessitant qu'une faible transformation de l'image (mise à l'échelle et éventuellement rotation). En théorie, quatre points de calages suffisent pour référencer ce type d'images. Les trois premiers points constituent le minimum nécessaire pour le calage dans le plan et le quatrième point permet d'estimer l'erreur de calage qui est généralement inférieure à une dizaine de mètres.

Les cartes antérieures à 1920 ne sont pas basées sur le système de projection Lambert. Elles peuvent être basées sur un système de projection différent tel que la projection de Bonne (cas de la carte d'État-Major de 1866) ou bien ne pas utiliser de système de projection (cas de la carte de Cassini). Dans ce cas, les transformations nécessaires pour caler l'image de la carte par rapport au système de coordonnées choisi peuvent être plus complexes. Il est alors judicieux d'effectuer le géoréférencement par rapport à un grand nombre de points afin d'une part d'augmenter la précision de la transformation de l'image et d'autre part de répartir l'erreur de calage sur l'ensemble de la carte. Cependant, le choix de ces points de calages mérite une réflexion préalable afin d'assurer leur pertinence. Il s'agit de points géographiques invariants dans le temps ce qui permet de relier de façon fiable leur position dans les cartes d'époque par rapport à leurs coordonnées dans une carte plus récente déjà référencée. Divers types de lieux ont été utilisés à cet effet, par exemple des édifices religieux, des mas, des ouvrages d'arts ou des points topographiques remarquables.

Le logiciel utilisé pour le géoréférencement de ces cartes est Quantum GIS, il propose cinq algorithmes différents. L'algorithme Helmert applique des transformations simples de l'image et s'est donc avéré idéal pour le calage des cartes du XX<sup>ème</sup> siècle. L'algorithme polynomial (de degré 1 à 3) qui est le plus couramment utilisé dans les logiciels SIG introduit des déformations supplémentaires. Il s'avère efficace pour les cartes du XIX<sup>ème</sup> siècle (1868) ainsi que sur la majeure partie de la carte de Cassini (Tableau 2.1). Cependant, des incohérences sont apparues pour cette carte notamment dans le secteur Nord-Est de l'étang de l'Or. En effet, la rive de l'étang de l'Or apparaît comme décalée vers le Nord d'environ 600 mètres, ainsi que l'étang de Cros-Martin déjà figuré à l'époque, ce qui empêche de conclure à une forte avancée de la terre. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce phénomène. Il est possible que le

calage soit moins précis dans ce secteur qui comporte moins de points fixes compte-tenu de son caractère marécageux. Ce caractère a sans-doute rendu plus complexe également les levés de terrain à l'époque. Toutefois une autre cause est envisageable, celle de l'utilisation pour la réalisation de la carte de Cassini de fond cartographiques plus anciens. Même si les principaux points fixes ont fait l'objet de mesures lors de la triangulation, les contours des terrains naturels, présentant peu d'intérêt à l'époque, ont pu être repris de cartes antérieures moins précises. Cela est avéré par exemple pour l'étang de Bages-Sigean pour lequel la carte de Cassini semble reprendre les contours de fonds datant de la fin du XVII<sup>ème</sup> siècle (Cavero, 2010). Un autre algorithme de référencement a donc été appliqué pour palier à ce problème. L'algorithme Thin-Plate-Spline permet d'introduire des déformations dans des secteurs précis de l'image. Ainsi le calage pour la numérisation du contour de l'étang de l'Or a été forcé avec des points supplémentaires : des villages proches de la rive de l'étang de l'Or et des embouchures de canaux. Du fait de cette attache forcée des points de calage, l'erreur de géoréférencement calculée est extrêmement faible mais ne correspond pas à une incertitude réelle sur les données géographiques. Pour rendre compte de ces imprécisions de la carte de Cassini, l'erreur de calage a donc été majorée en l'estimant avec l'algorithme donnant la valeur d'erreur moyenne la plus élevée, soit 284 m.

Après le calage des cartes papier dans le logiciel SIG, les données ont été numérisées. Pour les contours des étangs, l'opération a été effectuée sous forme de polygones. Pour les sondes bathymétriques, la numérisation a été réalisée sous forme de points en reportant manuellement les valeurs des sondes. Dans le cas où la carte n'était pas présentée sous forme de points de sondes (cas des étangs de Vic, Pierre-Blanche et Ingril en 1868) la numérisation a tout de même été effectuée sous forme de points en numérisant les lignes isobathes avec un point tous les 50 mètres environ.

**Tableau 2.1: Paramètres de géoréférencement des cartes du complexe lagunaire palavasien.**

Date	source	algorithme	nombre de points de calage	erreur moyenne de calage XY (m)
1772	Carte de Cassini	Helmert	200	284
		Polynomial ordre 3	200	35
		Thin Plate Spline	224	< 0,01
1868	Carte de Régy Carte d'État-Major	Polynomial ordre 2	~40 par photo	25
1937	Photographies aériennes Ifremer – SHOM - IGN	Calage préexistant		~10
1965	Carte mission Racine CNABRL - SMNLR	Helmert ou polynomial ordre 1	~10 par étang	~10
1980s	SMNLR	Helmert	~10 par étang	~10
2005	IGN BD TOPO SMNLR	Acquisition numérique directe		~ 1 (contours) < 0,1 (sondes)

### 2.2.2.2. Traitement des données

Afin de comparer les données et de déterminer l'évolution temporelle des lagunes des traitements supplémentaires sont nécessaires. En ce qui concerne l'extension spatiale des étangs, les polygones de traits de côtes numérisées ont fait l'objet d'un calcul d'aire qui permet ensuite de déterminer l'évolution de la surface de chacun des étangs. Pour les données bathymétriques, celles-ci ont été converties dans un système de référence vertical commun. Elles ont ensuite été interpolées afin de produire des couches matricielles (raster) comparables entre elles pour chaque étang. L'interpolation et les calculs sur les rasters ont été réalisés à l'aide du logiciel *ArcGIS* dont le module d'interpolation présentait un meilleur rendu que *Quantum GIS*. Ces traitements sont détaillés dans les articles présentés dans la suite du présent chapitre.

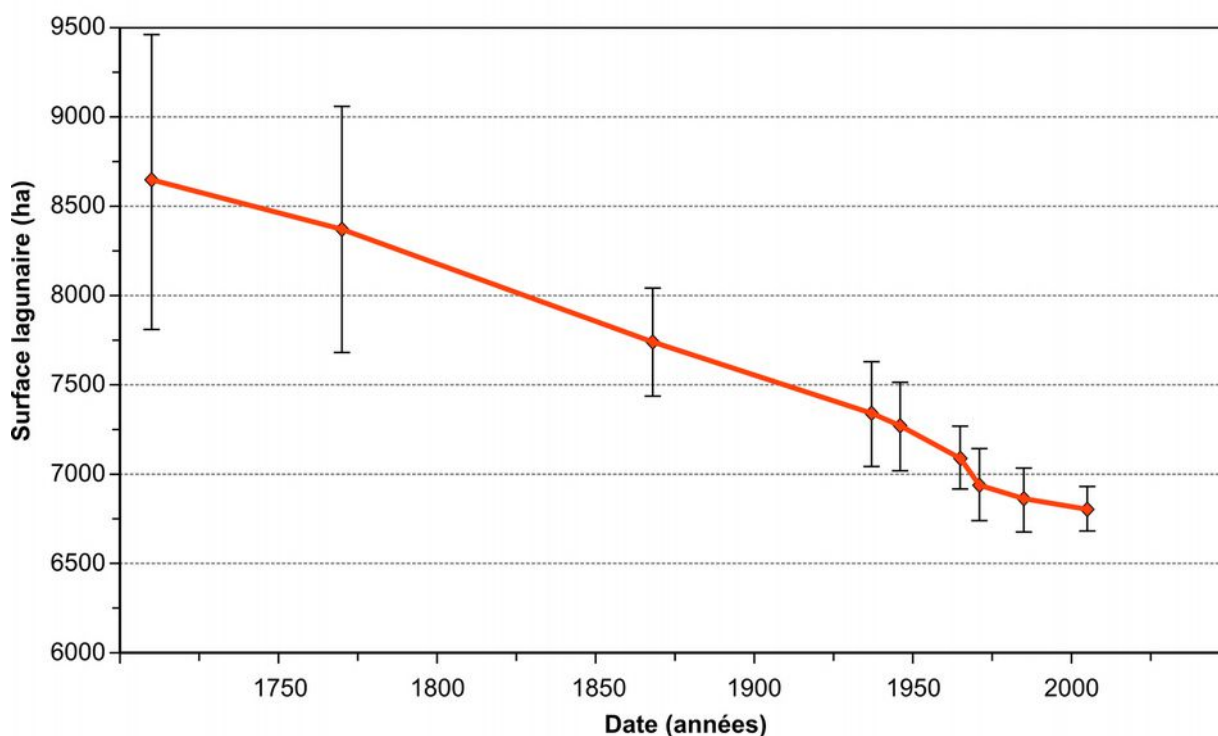


Figure 2.2: Évolution de la surface du complexe lagunaire palavasien depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle.

### **2.2.3. Article : Évolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen : le système des étangs Palavasiens (France)**

L'article suivant présente les premiers résultats de l'analyse de l'évolution topo-bathymétrique des étangs palavasiens. Il a été rédigé avant la découverte de la série de données bathymétriques de 1868. Cet article a été soumis en mai 2011, accepté en septembre 2011 et publié en version bilingue (version anglaise en annexe) le 31 octobre 2011. La version française qui a été soumise au comité de lecture est présentée ici. Les deux versions sont librement accessibles en ligne.

**CASTAINGS J., DEZILEAU L., FIANDRINO A., VERNEY R. (2011).**

*Évolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen : le système des étangs palavasiens (France)*. Revue Paralia, Vol. 4, pp 7.1–7.12.

DOI:10.5150/revue-paralia.2011.007

(disponible en ligne – [http://www.paralia.fr/revue/volume\\_4.htm](http://www.paralia.fr/revue/volume_4.htm) – available online)

## **Evolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen : le système des étangs palavasiens (France)**

**Jérôme CASTAINGS<sup>1,2</sup>, Laurent DEZILEAU<sup>1</sup>, Annie FIANDRINO<sup>2</sup>, Romaric VERNEY<sup>3</sup>**

1. Laboratoire Géosciences Montpellier, UMR 5243 - CC 60 - Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

2. Ifremer, Laboratoire Environnement-Ressources Languedoc-Roussillon, Bd Jean Monnet, BP 171, 34203 Sète Cedex, France.

[jerome.castaings@ifremer.fr](mailto:jerome.castaings@ifremer.fr)

3. Ifremer, Laboratoire de Physique Hydrodynamique et Sédimentaire – DYNECO, BP 70, 29280, Plouzané, France.

### **Résumé :**

Les lagunes du Golfe du Lion constituent un patrimoine naturel reconnu ainsi qu'un enjeu essentiel pour les activités économiques locales. Leur évolution morphologique est donc une question importante dans le contexte actuel de changements climatiques et environnementaux. L'analyse de données topo-bathymétriques du système des étangs palavasiens a permis de mieux cerner son évolution depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle. Les actions anthropiques et les apports du bassin versant apparaissent comme les facteurs principaux de l'évolution du système. Au cours des 40 dernières années, le système montre une tendance à se combler lentement avec une accumulation moyenne de 1,3 mm/an. Des différences de fonctionnement sur chacun des étangs sont mises en lumière en fonction des forçages naturels et anthropiques locaux.

### **Mots-clés :**

Lagune – Morphologie – Bathymétrie – Dynamique sédimentaire – Anthropisation – Étangs palavasiens – Étang de l'Or

## 1. Introduction

Les milieux lagunaires sont reconnus pour être des systèmes en équilibre instable sur le plan morphologique et peuvent tendre à terme soit vers un comblement soit vers une érosion ou une submersion marine (Phleger, 1969 ; Nichols, 1989 ; Kjerfve *et al.*, 1994 chapitre 2). Ces environnements sont soumis à des apports sédimentaires divers d'origine terrestre, marine, endogène (production biologique) et éolienne (Castaings, 2008). La diversité de ces facteurs et la variabilité des forçages naturels et anthropiques s'exerçant sur ces milieux rendent leur évolution difficile à déterminer. Pourtant, le devenir morphologique des lagunes est une question essentielle pour la gestion de ces espaces naturels et pour l'avenir des activités humaines qui y sont liées (pêche, conchyliculture, navigation, tourisme...). Le devenir de différents systèmes lagunaires a été récemment étudié de part le monde : Laguna Madre (Morton *et al.*, 2000), bassin d'Arcachon (Allard *et al.*, 2009), lagune de Venise (Molinarioli *et al.*, 2009). A travers l'analyse de données topographiques et bathymétriques, nous essaierons de retracer les tendances évolutives d'un complexe lagunaire dont l'évolution reste encore mal connue, le système des étangs palavasiens situé au sud de la France dans l'Hérault (Figure 2.3 a).

## 2. Présentation du site d'étude

Les lagunes du Golfe du Lion se sont formées au cours de la période Holocène sous l'influence de l'hydrodynamisme local et des variations du niveau marin (Raynal *et al.*, 2010). Depuis, elles constituent un piège pour les sédiments qui s'y accumulent (Martin, 1978 ; Cataliotti-Valdina, 1978 ; Douboul-Ravazet & Martin, 1981 ; Barusseau *et al.*, 1992). Le complexe lagunaire des étangs palavasiens, situé au Nord du Golfe du Lion, s'étend sur une trentaine de kilomètres (Figure 2.3 a). A l'origine, le système constituait une seule lagune, reliée également à l'étang de Thau à l'Ouest comme l'attestent les cartographies anciennes (Andreossi, 1669 ; Cassini, 1778a et b). Il a été fragmenté par les dynamiques naturelles et les aménagements successifs. La canalisation du Lez vers la mer (XVII<sup>ème</sup> siècle) et le creusement du Canal de navigation du Rhône à Sète (fin du XVIII<sup>ème</sup> et XIX<sup>ème</sup> siècle) ont particulièrement contribué à cette séparation. La première partie de ce canal est visible sur la carte de Cassini (Figure 2.3 b). De nos jours, le complexe lagunaire est formé de neuf étangs principaux. Les apports sédimentaires vers ce système lagunaire sont irréguliers et fortement dépendants des conditions climatiques méditerranéennes. Le débit des cours d'eau est faible voire inexistant durant la période estivale, les apports sédimentaires se concentrent essentiellement lors des crues rapides (Bourrin *et al.*, 2006) ; cependant peu de données quantitatives sont disponibles sur ces petits bassins versants. Les apports sédimentaires marins peuvent s'effectuer par submersion des points bas du cordon littoral en période de tempête entraînant l'ouverture de graus temporaires (Dezileau *et al.*, 2011) ou bien à travers des graus artificialisés maintenus ouverts en permanence. Le système a subi une urbanisation importante au cours du dernier siècle avec notamment le développement de l'agglomération de Montpellier et l'essor des stations touristiques implantées sur le cordon littoral dans les années 1970 (Frontignan-Plage, Palavas-les-Flots, Carnon, La Grande Motte).

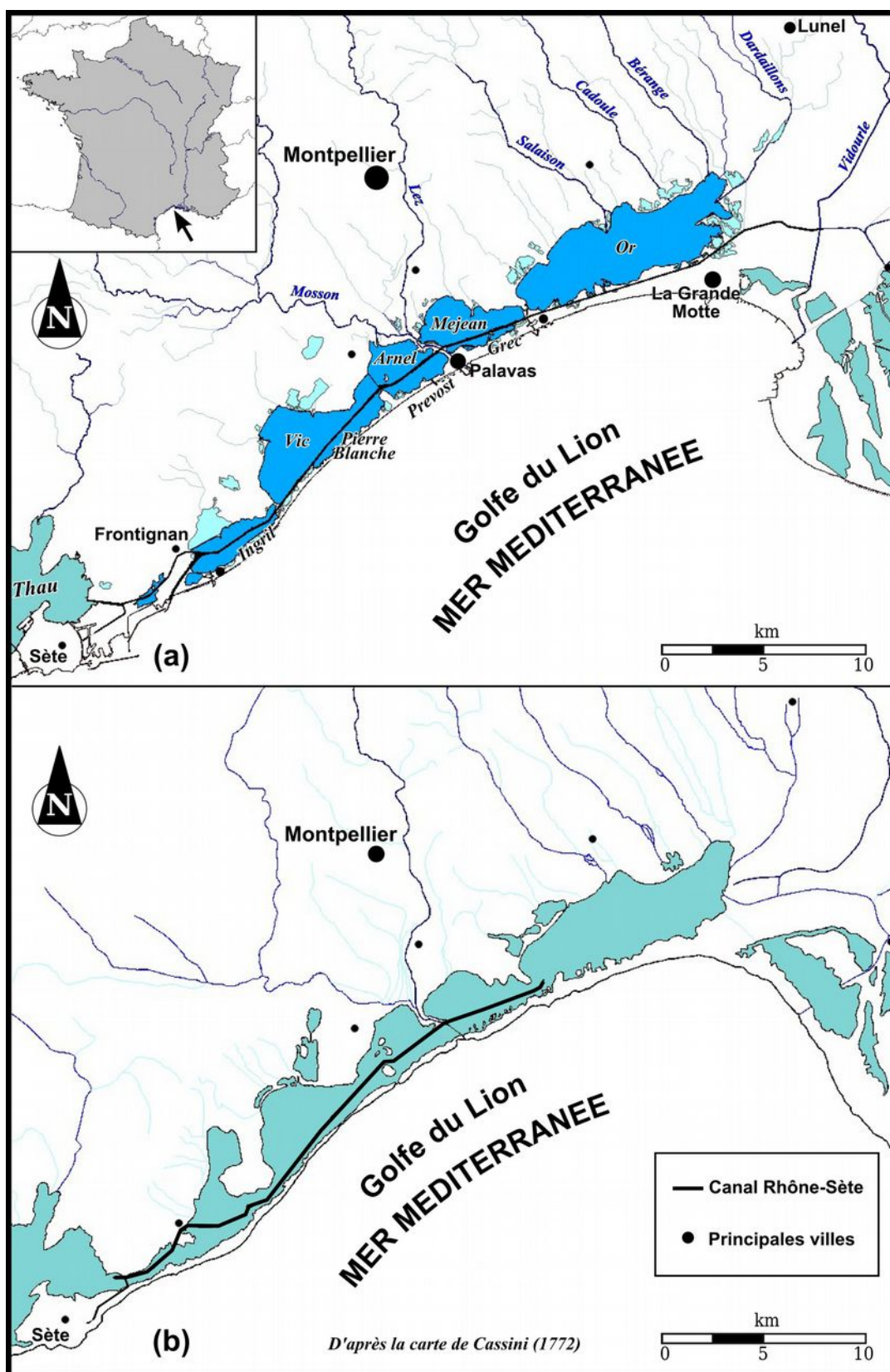


Figure 2.3: Localisation du site d'étude (a) et situation au XVIII<sup>ème</sup> siècle (b).

### 3. Matériel et méthode

#### 3.1. Données utilisées et corrections

Deux types de données ont été utilisés pour cette étude, des données topographiques du pourtour des lagunes (période 1772-2005) et trois jeux de données bathymétriques (période 1965-2005) comme cela est résumé dans le tableau 2.2.

Le contour des lagunes en 1772 a été numérisé à partir d'une carte de Cassini calée localement sur 200 points fixes (principalement des églises et mas persistants à l'époque actuelle) à l'aide du logiciel *QGIS*. La précision moyenne généralement admise pour la carte de Cassini est de l'ordre de 300 mètres (EHSS, CNRS, BNF, 2004); cette valeur s'accorde avec l'erreur moyenne du calage effectué qui est de 284 mètres. Le contour et la bathymétrie des lagunes pour les séries 1965 et 1985 ont été numérisés à partir de cartes papier d'échelle 1/10000 et d'une table à digitaliser *GTCO CalComp*. Pour l'année 2005, le trait de côte utilisé est issu de la *BDTOPO* de l'Institut Géographique National.

Les données bathymétriques de 1965 sont constituées de profils de points de sonde orientés globalement Nord-Sud et espacés de 100 à 500 mètres selon les étangs. La précision de la méthode d'acquisition bathymétrique de l'époque n'est pas connue de même que celle du trait de côte des étangs. La série de données des années 1980 inclut uniquement les étangs de Pierre-Blanche (1980), Grec (1986), Or (1989) et Prévost (1991), leur précision en altitude est de  $\pm 10$  cm. Le jeu de données 2005 est constitué de profils orientés perpendiculairement à l'axe du canal du Rhône à Sète espacés de 100 à 200 mètres ainsi que de données plus resserrées au niveau des passes entre les étangs et le Canal du Rhône à Sète. Les sondes ont été acquises à l'aide d'un GPS différentiel couplé à un sondeur mono-faisceaux avec une précision de  $\pm 4$  cm en altitude (SMNLR, 2006).

Tableau 2.2: Données topo-bathymétriques utilisées.

Date	Source	Contour	Bathymétrie
1772	Carte de Cassini feuilles n°57 et 92 acquisition entre 1770 et 1774	Ensemble de la zone	Non disponible
1965	CNABRL, Mission d'aménagement du Littoral acquisition entre 1964 et 1966	Ensemble de la zone	Ensemble de la zone
1985	SMNLR acquisition entre 1980 et 1991	Données partielles	Données partielles
2005	SMNLR acquisition entre 2004 et 2006	Ensemble de la zone	Ensemble de la zone

L'ensemble des données ont été converties au format de coordonnées Lambert 93. Le système IGN69 est utilisé comme référence altimétrique, les données de 1965 basées sur le système Lallemand ont été converties. Par ailleurs, afin d'éviter les effets dus à la variation du niveau marin sur le calage du niveau de base, les données ont été corrigées. L'élévation du niveau marin au cours du dernier siècle est estimée entre 1 et 4 mm/an (GIEC, 2007a ; Cabanes et al., 2001). Le niveau en Méditerranée semble augmenter moins rapidement que les océans (Calafat & Gomis, 2009). Il présente cependant des disparités spatiales avec une augmentation plus importante dans le Golfe du Lion que sur la côte provençale (Cazenave et al., 2002). Au regard de ces différentes études, nous avons donc choisi d'appliquer une correction des données bathymétriques anciennes basée sur une élévation moyenne du niveau marin de 2 mm/an. La correction a été calculée séparément pour chaque lagune en fonction des dates précises des jeux de données bathymétriques.



### 3.2. Évolution de la surface lagunaire

Les contours de chacune des lagunes ont été séparés et ont fait l'objet d'un calcul de surface pour les dates 1772, 1965 et 2005. Les surfaces ont ensuite été comparées entre elles pour évaluer leur évolution. Seuls les neufs plans d'eau principaux ont été considérés dans cette étude, les marais salants et les étangs mineurs (surface inférieure à 100 ha) représentant au total environ 10% de la surface de la zone d'étude ne sont pas pris en compte. En effet, ils sont alors déconnectés du système global et les observations de terrain montrent qu'ils sont le plus souvent asséchés en été. L'incertitude sur la surface lagunaire a été calculée à partir de la précision des données originelles pour 2005 et à partir des erreurs de calage pour les cartes numérisées de 1772 et 1965. De plus, pour 1772 sur les secteurs présentant peu de points fixes pour le calage, la surface des marais bordant l'étang a été prise en compte pour majorer l'incertitude.

### 3.3. Évolution bathymétrique des lagunes

Les données bathymétriques ont été traitées à l'aide du logiciel *ArcGIS* et *Spatial Analyst*. Les points de sonde ont été interpolés séparément pour chaque lagune sur une grille avec une résolution de 50 x 50 m. Ce calcul est basé sur un algorithme de pondération par l'inverse de la distance (IDW) dont les paramètres ont été ajustés en fonction de la densité des données pour chaque date disponible. Les fichiers matriciels résultants (rasters) ont été comparés entre eux. Pour cela, l'outil *Raster Calculator* a été utilisé en effectuant les opérations algébriques [2005-1965], [2005-1985] et [1985-1965]. Cette opération a permis de différencier les zones de dépôt, de stabilité et d'érosion. Afin de prendre en compte l'incertitude importante des données anciennes nous avons choisi une approche conservative (Van der Wal & Pye, 2003) en représentant comme stables les variations bathymétriques inférieures à  $\pm 25$  cm.

## 4. Résultats et discussions

### 4.1. Évolution générale du système

Les résultats de l'évolution surfacique des étangs (tableau 2.3 et figure 2.4) montrent une tendance générale à la réduction des milieux lagunaires. Cependant, il est possible de distinguer deux groupes d'étangs. Les étangs du Grec, Ingril, Pierre Blanche et Prévost présentent une nette diminution de leur surface en eau. Les étangs de l'Or, Vic, Arnel et Méjean présentent un caractère plus stable. La disparition est plus rapide sur la période récente avec une perte moyenne de 8,2 ha/an depuis 1965 contre 4,8 ha/an sur la période antérieure. L'évolution bathymétrique (figures 2.5 et 2.6) montre une tendance générale au comblement du système avec une part importante de zones stables liées à l'approche conservative adoptée.

Tableau 2.3: Surface lagunaire actuelle et évolution relative depuis 1772.

Lagune	Surface actuelle (ha)	Évolution 1772-1965	Évolution 1965-2005
Ingril	534	-38 $\pm$ 12 %	-11 $\pm$ 3 %
Vic	1337	-5 $\pm$ 10 %	-1 $\pm$ 0,5 %
Pierre-Blanche	270	-17 $\pm$ 11 %	-11 $\pm$ 4 %
Arnel	445	-10 $\pm$ 10 %	+1 $\pm$ 0,5 %
Prévost	245	-8 $\pm$ 10 %	-9 $\pm$ 4 %
Méjean	727	-3 $\pm$ 10 %	0 $\pm$ 0,5 %
Grec	117	-39 $\pm$ 12 %	-33 $\pm$ 9 %
Or	3039	-6 $\pm$ 10 %	-4 $\pm$ 2 %

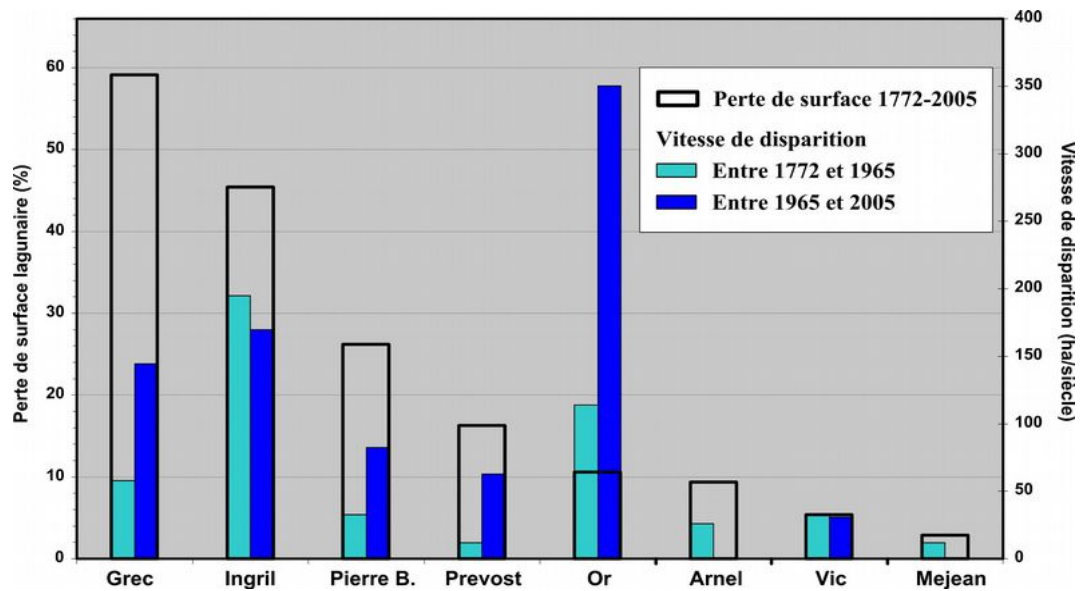


Figure 2.4: Perte de surface des étangs palavasiens.

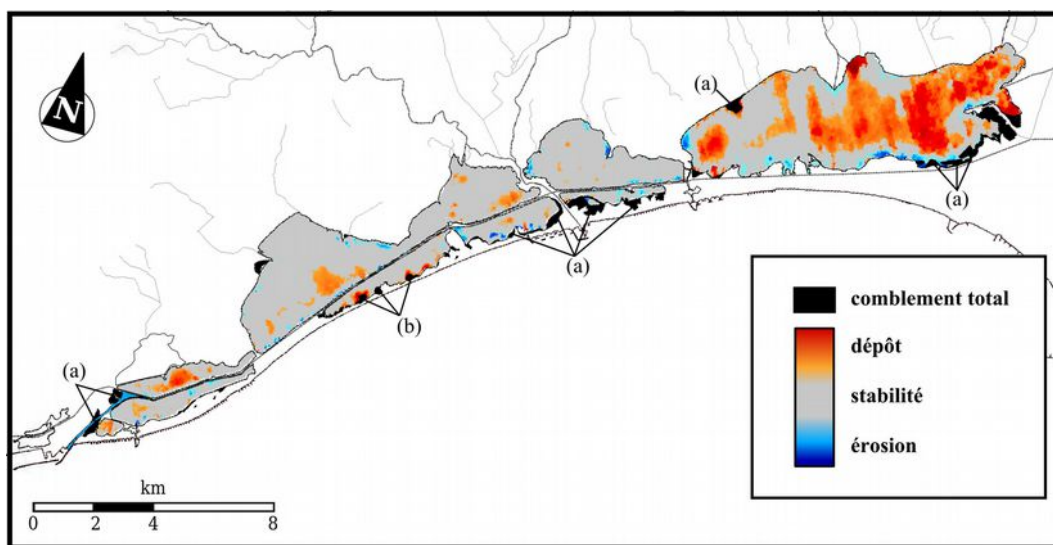


Figure 2.5: Évolution des étangs palavasiens entre 1965 et 2005. Les principales zones comblées sont d'origine anthropique (a) et naturelle (b).

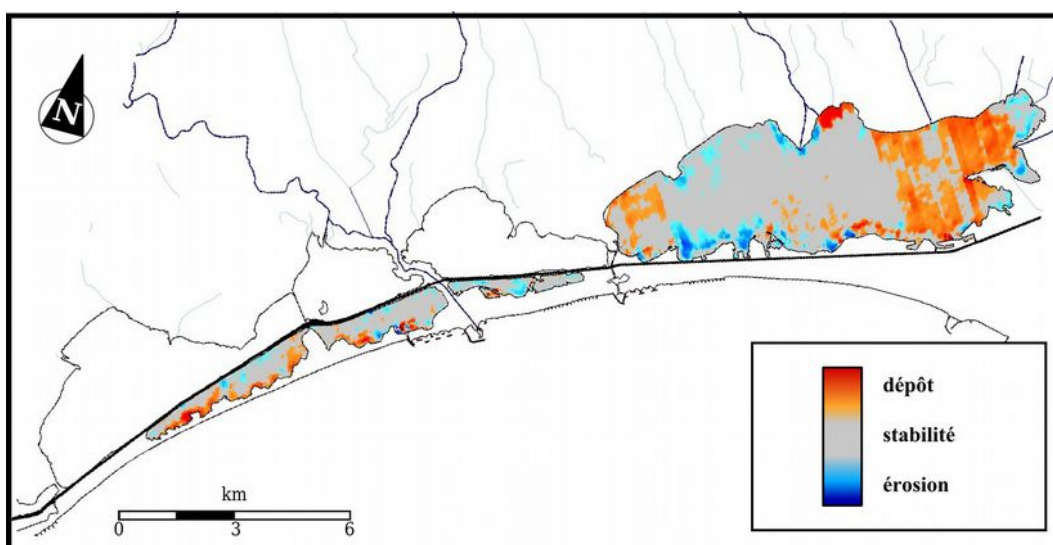


Figure 2.6: Évolution bathymétrique des étangs palavasiens entre 1985 et 2005.

## 4.2. Interprétation des évolutions surfaciques

Une étude de l'occupation actuelle des sols permet d'identifier des causes anthropiques comme étant à l'origine de la plupart des zones entièrement comblées au cours de la période récente (Figure 2.5). Sur l'étang d'Ingril les modifications sont anciennes avec la séparation des Salins de Frontignan. Le comblement se poursuit avec le développement de la zone industrialoportuaire de Sète-Frontignan au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, la construction d'une zone de tourisme balnéaire (années 1970) et l'aménagement d'un nouveau chenal de dérivation du Canal du Rhône à Sète (années 1980).

Les étangs du Prévost et du Grec sont directement affectés par le développement urbain et touristique de la zone littorale tout au long du XX<sup>ème</sup> siècle et surtout depuis les années 1970.

L'étang de Pierre-Blanche présente, lui aussi, une accélération du comblement sur la période récente. Cependant, il s'agit vraisemblablement ici de cônes sédimentaires d'origine naturelle liés à la dynamique marine durant les événements climatiques extrêmes. Ce processus est probablement renforcé par divers facteurs : la fragilisation du cordon dunaire liée à une forte fréquentation estivale, l'absence d'aménagements de protection des plages contrairement aux zones adjacentes et l'élévation du niveau marin.

Compte-tenu de sa surface importante, l'étang de l'Or présente une évolution relative limitée, cependant son évolution est une des plus rapides (Figure 2.4). Il est comblé initialement par la progradation sédimentaire des cours d'eau. Au cours du dernier demi-siècle le comblement s'accélère en raison de l'action anthropique, notamment l'extension de l'aéroport de Montpellier-Fréjorgues au Nord ainsi que par l'aménagement de connexions hydrauliques avec le canal du Rhône à Sète au Sud.

La surface des étangs de Vic, Arnel et Méjean évolue peu sur la période considérée. La canalisation du Lez vers la mer (XVII<sup>ème</sup> siècle) a certainement ralenti le comblement de ces étangs en déviant les apports sédimentaires.

## 4.3. Interprétation des évolutions bathymétriques

Au sein des lagunes, la principale zone de dépôt est située dans la partie Est de l'étang de l'Or, secteur où se concentrent de nombreux apports de cours d'eau (Cadoule, Bérange, Dardaillons et divers canaux dont des connexions avec le Vidourle). Les autres secteurs de dépôts importants se localisent dans les étangs de l'Arnel, Vic, Pierre-Blanche et Ingril. Pour l'étang de l'Arnel, les dépôts sont vraisemblablement liés à des apports de crues de la Mosson et du Lez. Dans l'étang de Vic, les dépôts se concentrent dans la zone la plus profonde de la lagune, cette accumulation préférentielle peut s'expliquer par un plus faible remaniement des sédiments par les vagues. Pour l'étang de Pierre-Blanche, les dépôts se localisent principalement dans la continuité de zones entièrement comblées par les cônes de tempêtes. Ces dépôts constituent un facteur de comblement reconnu également sur des époques antérieures pour cette lagune (Sabatier, 2009). Pour l'étang d'Ingril, le nombre important de communications avec le canal du Rhône à Sète (six passes contre une à trois pour les autres étangs) pourrait constituer une source pour les dépôts constatés. L'étang du Prévost présente des zones de dépôt réduites qui sont localisées à proximité des apports externes : passe avec le Canal du Rhône à Sète, Canalette de Palavas et le grau. Le comblement sur cet étang est sous-estimé car des dragages ont été effectués sur la période considérée pour désensabler le grau et ses abords. Enfin, les étangs du Méjean et du Grec ne présentent quasiment pas de zones en dépôt.

Les secteurs en érosion sont localisés sur les bordures des étangs. Le faible niveau d'eau y permet une remise en suspension plus importante du sédiment lors de coups de vent. Les dragages peuvent également contribuer à cette évolution. Sur la période étudiée, des dragages ont été réalisés au niveau des passes entre les étangs et le Canal du Rhône à Sète, au niveau des graus ainsi que dans l'étang du Prévost.

Un point remarquable est celui de la pointe du Salaison (Figure 2.7). Suite à la construction d'un nouveau chenal d'évacuation des crues, l'ancienne avancée sédimentaire est aujourd'hui en érosion et une zone de dépôt se forme à la sortie du nouveau chenal.

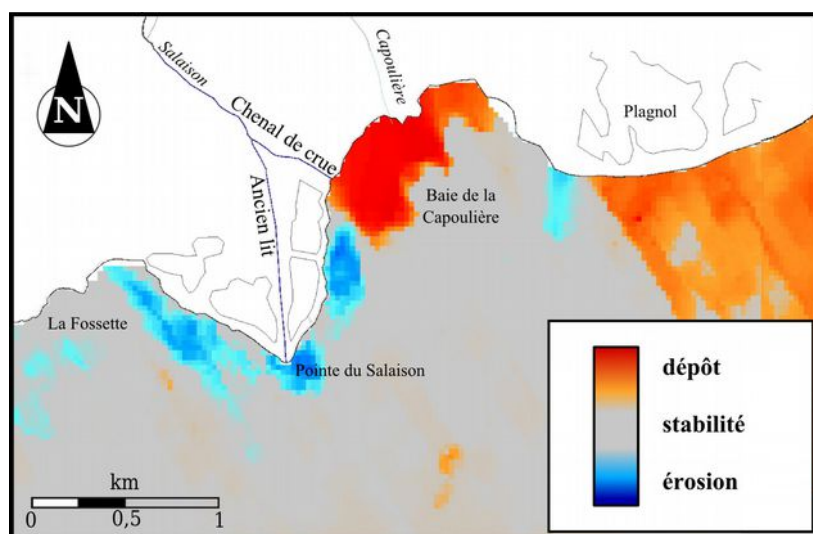


Figure 2.7: Évolution récente de la pointe du Salaison (étang de l'Or).

#### 4.4. Aspects quantitatifs

Bien que les incertitudes sur les bathymétries anciennes soient importantes, l'examen quantitatif des variations bathymétriques permet d'apprécier l'ordre de grandeur des vitesses d'évolution du système lagunaire. Les taux moyens d'évolution bathymétrique ainsi que les volumes moyens annuels accumulés, calculés à l'exclusion des zones comblées artificiellement, ont été estimés. Les résultats pour chacun des étangs sont présentés dans le tableau 2.4.

Les étangs d'Ingril, Pierre-Blanche, Arnel, Méjean, et Or présentent un comblement lent. Les étangs de Vic et Prévost sont globalement stables sur la période étudiée qui reste courte au regard des processus en jeu. L'étang du Grec quant à lui présente une tendance à l'érosion. Il s'agit également de la lagune la plus impactée par les comblements artificiels (Figures 2.4 et 2.5), il est probable que des prélèvements de matériaux aient été effectués pour constituer les remblaiements ce qui expliquerait la tendance érosive observée.

Lorsque des données intermédiaires sont disponibles, une bonne concordance est observée dans les taux d'évolution excepté pour l'étang de l'Or. Une sédimentation beaucoup plus forte y est observée dans la période ancienne. Vu l'écart important avec les autres lagunes, il est probable qu'une erreur dans l'acquisition des données sur cet étang soit à l'origine du phénomène. Pour l'étang de Pierre-Blanche, les résultats sont en accord avec les données géochronologiques disponibles, soit  $2,7 \pm 0,2$  mm/an (Sabatier *et al.*, 2010). Il n'existe pas de données pour les autres lagunes du système.

La tendance moyenne sur l'ensemble du complexe donne une vitesse de sédimentation globale de  $1,3 \pm 4$  mm/an, soit une accumulation nette d'environ  $93000$  m<sup>3</sup>/an. En se basant sur la profondeur moyenne du système lagunaire, et en supposant une stabilité des forçages actuels, cela entraînerait un comblement total des étangs dans 500 ans.

Tableau 2.4: Évolution sédimentaire des étangs palavasiens (érosion négative).

Lagune	1965-1985 (mm/an)	1985-2005 (mm/an)	1965-2005 (mm/an)	Volume (m <sup>3</sup> /an)
Ingril	-	-	1,9 ± 5	9587
Vic	-	-	0,2 ± 5	11912
Pierre-Blanche	3,3 ± 6	2,8 ± 2	2,8 ± 5	7760
Arnel	-	-	2,0 ± 5	7065
Prévost	0,6 ± 6	-0,5 ± 2	0,0 ± 5	365
Méjean	-	-	1,1 ± 5	3289
Grec	0,0 ± 6	-2,5 ± 2	-1 ± 5	-913
Or	10 ± 6	1,8 ± 2	7,2 ± 5	54255

## 5. Conclusions

Cette analyse inédite de données topographiques et bathymétriques a permis de dresser un bilan de l'évolution récente du système lagunaire des étangs palavasiens. Une tendance générale à la réduction de l'espace lagunaire est observée. L'évolution bathymétrique globale est assez lente, mais regroupe toutefois des fonctionnements distincts selon les étangs.

L'action anthropique apparaît comme un facteur important de cette évolution, elle est responsable de plus des 2/3 des zones entièrement comblées au cours des 40 dernières années. Cette action peut être directe par la mise en œuvre de remblaiements. Elle peut également être indirecte par l'impact d'aménagements modifiant la dynamique du système tels que la canalisation de cours d'eau ou la protection des plages. La répartition des zones de dépôts suggère une contribution importante des apports du bassin versant dans la dynamique de comblement. Une dynamique marine active participe également au comblement de la lagune de Pierre-Blanche, secteur où le littoral n'est pas artificialisé contrairement au reste du site.

La forte incertitude sur les données bathymétriques anciennes et celle concernant l'élévation du niveau marin empêche d'estimer de façon fiable l'évolution future du système à partir de ces résultats. Un suivi plus précis de la dynamique lagunaire et des apports extérieurs (bassin versant et mer) s'avère nécessaire à l'avenir.

## Chapitre 2: Évolution au cours des derniers siècles

## 2.3. Étude sédimentologique et reconstitution des vitesses de sédimentation

### 2.3.1. Protocole d'échantillonnage

Afin de retracer la sédimentation passée dans les lagunes, différentes carottes sédimentaires ont été analysées. Un total de vingt carottes courtes (inférieures à un mètre) ont été prélevées dans le cadre de ces travaux (Figure 2.8). Des données provenant de carottages précédents (Bordelais, 2005 ; Barbier, 2007 ; Castaings, 2008 et Sabatier, 2009) ont également été prises en considération. Deux campagnes de carottages distinctes ont été menées. La première campagne s'est déroulée à l'automne 2009 (carottes portant le code 09) avec pour objectif de généraliser à l'ensemble du complexe lagunaire les travaux précédemment menés sur l'étang de Pierre-Blanche (Dezileau *et al.*, 2005). Le but était d'estimer les vitesses de sédimentation par le repérage de dépôts de tempêtes marines ; il a également été envisagé l'utilisation d'éventuels dépôts liés à la construction du canal pour dater les séquences sédimentaires. Ces carottes ont été prélevées manuellement par insertion d'un tube PVC dans le sédiment. La seconde campagne s'est déroulée en 2010 (carottes portant le code 10). Elle s'est basée sur les premiers résultats de l'analyse bathymétrique (différentiel 1965-2005) ; les carottes ont été prélevées dans des zones où a été identifiée une dynamique de comblement (ING10A, ING10B, VIC10A, VIC10B, PRE10A, MEJ10A, OR10B, OR10D) ou une stabilité (GR10, MEJ10B, OR10C). Ces carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier *UWITEC*® excepté pour les étangs d'Ingril et du Grec carottés manuellement.

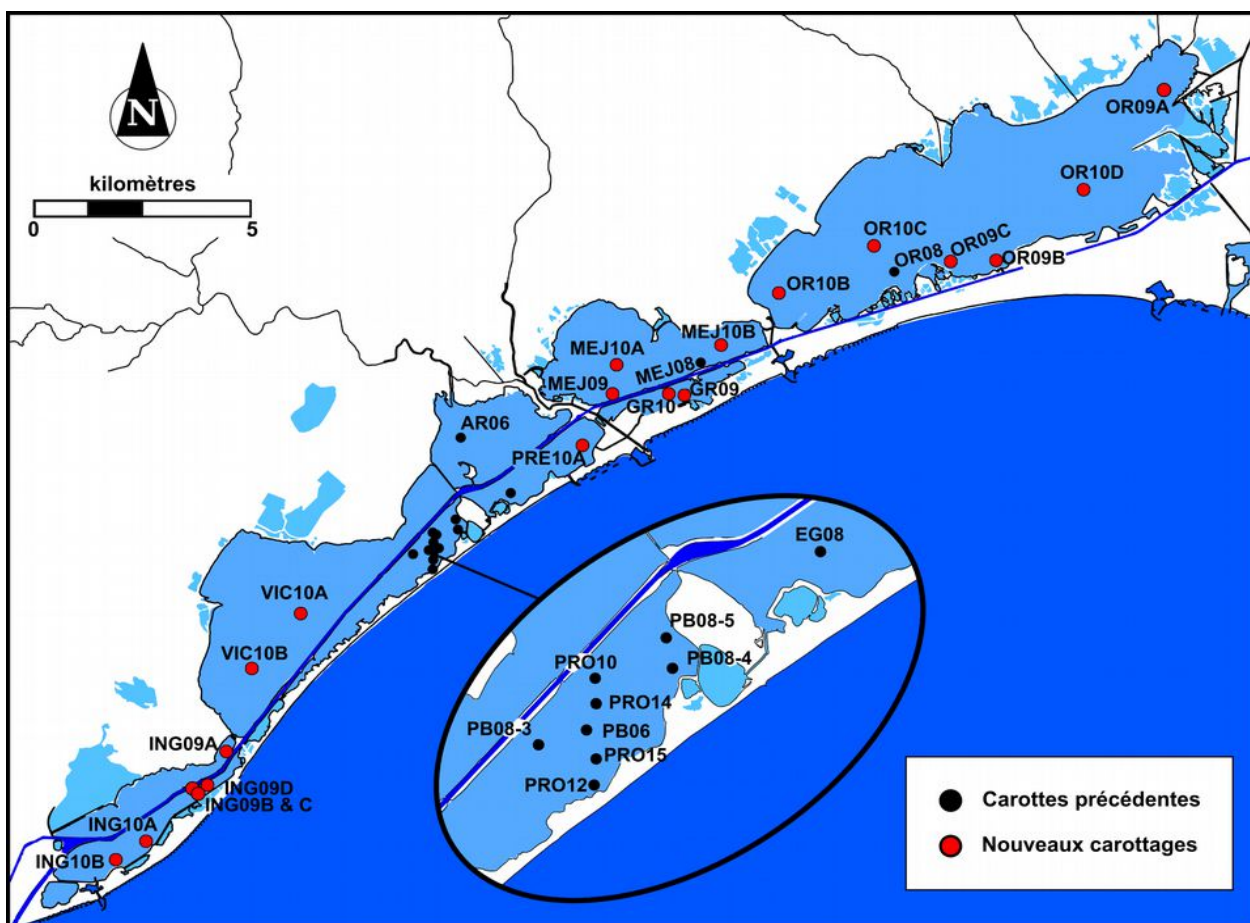


Figure 2.8: Localisation des carottages sédimentaires effectués dans le complexe lagunaire palavasien.

Ces carottes ont fait l'objet d'une observation sédimentologique (logs présentés en annexe) puis ont été découpées en sections d'un centimètre d'épaisseur en partant de la surface. Ces échantillons ont ensuite subi différentes analyses (granulométrie, faunistique, datations...) détaillées dans les paragraphes suivants.

### **2.3.2. Caractérisation granulométrique : identification d'évènements particuliers**

Les profils granulométriques des carottes ont été mesurés sur un granulomètre laser *Beckman Coulter*© LS 13320. Avant analyse, chaque échantillon correspondant à une profondeur donnée a été rincé à l'eau déminéralisée et tamisé à 1,5 mm afin de retirer les particules grossières pouvant endommager l'appareil. L'analyse visuelle des résidus de tamisage montre qu'il s'agit principalement de coquilles et de débris végétaux. La fraction analysée est mise en suspension dans l'eau déminéralisée avant d'être introduite dans le module d'analyse en cycle aqueux. Une mesure du blanc sur l'eau du module d'analyse est effectuée entre chaque échantillon. Celui-ci est soumis à des ultrasons durant l'analyse ainsi que durant les trente secondes précédant le début des mesures pour éviter la floculation des particules. Deux cycles de mesures consécutifs sont réalisés pour chaque échantillon. Lorsque la répétabilité entre ces deux cycles n'apparaît pas suffisante, l'échantillon est analysé une nouvelle fois selon le même protocole après rinçage et étalonnage du granulomètre.

Des travaux antérieurs (Barbier, 2007) menés à partir de transects sur le cordon littoral et la lagune de Pierre-Blanche ont permis la mise en évidence de trois populations granulométriques présentant un fort écart-type (Figure 2.9). La première fraction (5 à 40  $\mu\text{m}$ ) à dominance silteuse est caractéristique de la sédimentation lagunaire. La deuxième fraction (150 à 400 $\mu\text{m}$ ) correspond à des sables d'origine marine ou provenant du cordon littoral. La troisième fraction (650 à 850  $\mu\text{m}$ ) correspond vraisemblablement à des débris coquilliers. La quasi-totalité des carottes présente un aspect homogène avec une dominance de la fraction silteuse dans les trente premiers centimètres. Seules les carottes prélevées à proximité du canal du Rhône à Sète (MEJ08, OR09B et ING09B) et de cônes de tempêtes (OR08, OR09C, ING10A et ING10B) présentent une dominante plus grossière en surface. Toutefois, il est possible de distinguer les étangs localisés au sud du canal de ceux situés au nord (Figure 2.10). Les étangs localisés au sud, sous influence marine, présentent une fraction sableuse plus importante qui atteint 25% en moyenne. Les étangs localisés au nord du canal, sous l'influence directe du bassin versant, montrent la plus faible part de fractions sableuses et grossière. L'étang de l'Or apparaît comme une situation intermédiaire puisqu'il est à la fois soumis aux apports marins via le grau de Carnon et aux apports de son bassin versant.

L'examen des couches de sédiments plus profondes reste homogène pour certaines carottes et présente pour les autres des dépôts sableux en alternance avec les sédiments fins lagunaires. Ces passages sableux peuvent être datés relativement à la stratigraphie établie pour l'étang de Pierre-Blanche par Pierre Sabatier et ses collègues (2008 et 2009). Cela permet d'estimer des valeurs moyennes du taux de sédimentation au cours des deux à trois derniers siècles. La carotte ING10A présente une dominante sableuse entrecoupée de dépôts silteux de faible épaisseur. Il est possible de l'interpréter comme la même séquence sédimentaire dans laquelle les dépôts sableux sont importants du fait de la proximité avec le cordon littoral et les phases de sédimentation lagunaires se déroulent avec une faible vitesse de dépôt. La carotte OR09C présente une couche sableuse de faible épaisseur proche de la surface (8 à 10 cm de profondeur). Il est possible d'assimiler ce passage à un dépôt de tempête dans une zone à faible sédimentation bien que cette hypothèse doit être maniée avec précaution compte-tenu du



décalage existant entre ce dépôt et les séquences présentées par les autres carottes. Un dépôt lié à un remaniement ultérieur du cône de tempête du Petit Travers ou une intervention anthropique ne sont pas à exclure. La figure 2.11 regroupe en un transect parallèle au cordon littoral les carottes présentant des séquences de tempêtes identifiées et les taux de sédimentation qui en découlent. Ceux-ci varient de 1 à 3 mm/an.

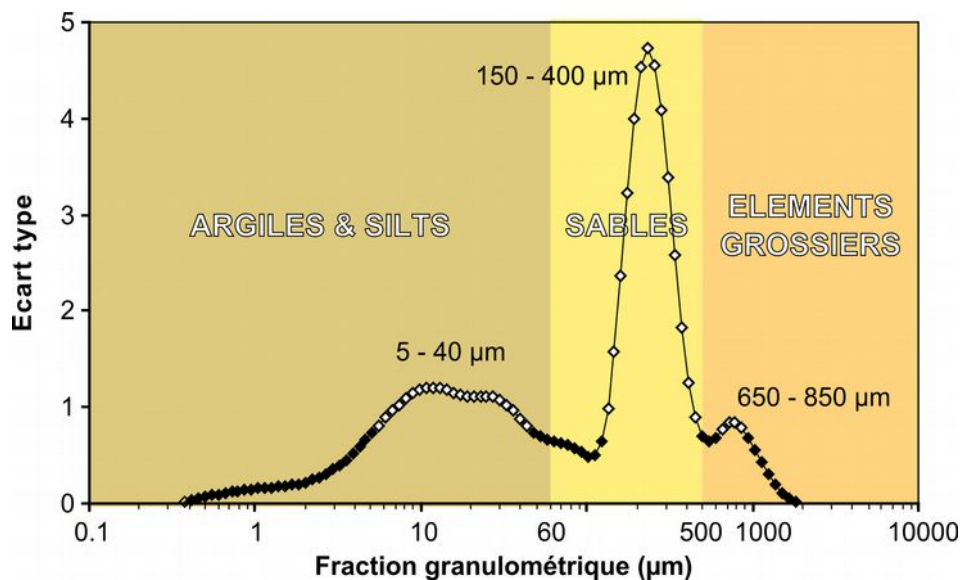


Figure 2.9: Variabilité des trois principales populations granulométriques à partir de quatre transects dans l'étang de pierre-Blanche. Les losanges blancs représentent les classes granulométriques présentant la plus grande variabilité. (d'après Barbier, 2007 modifié)

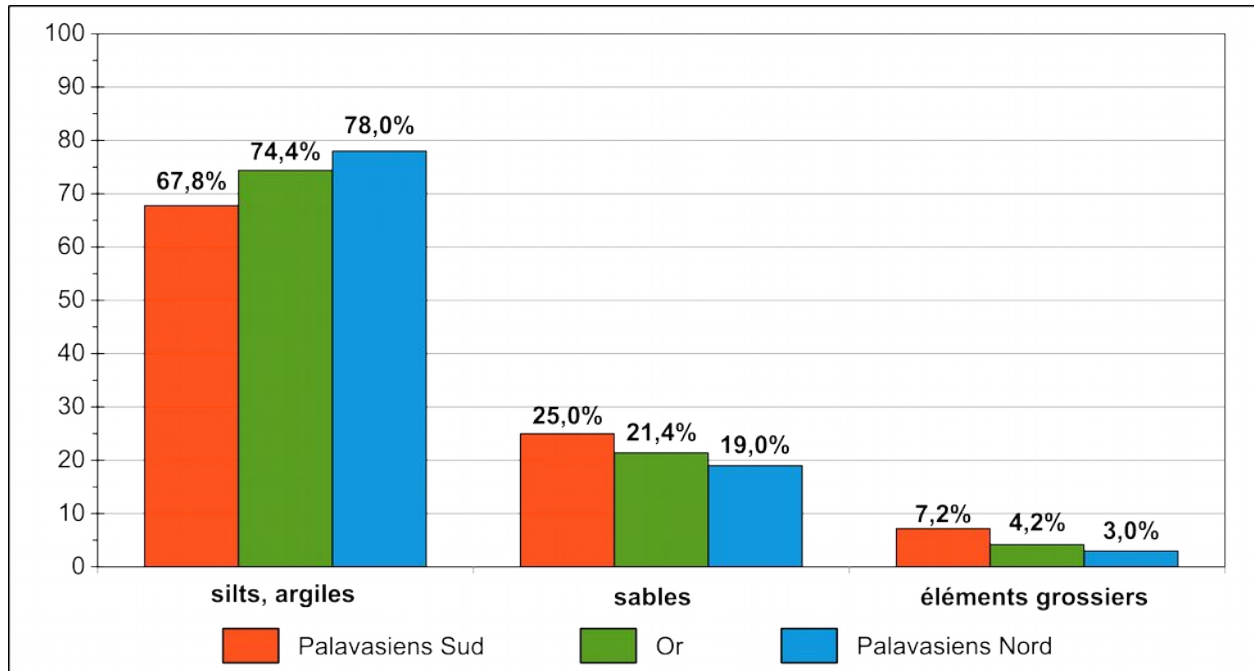


Figure 2.10: Proportions des différentes fractions granulométriques dans les trente premiers centimètres de l'ensemble des carottes prélevées dans le complexe palavasien.

## Chapitre 2: Évolution au cours des derniers siècles

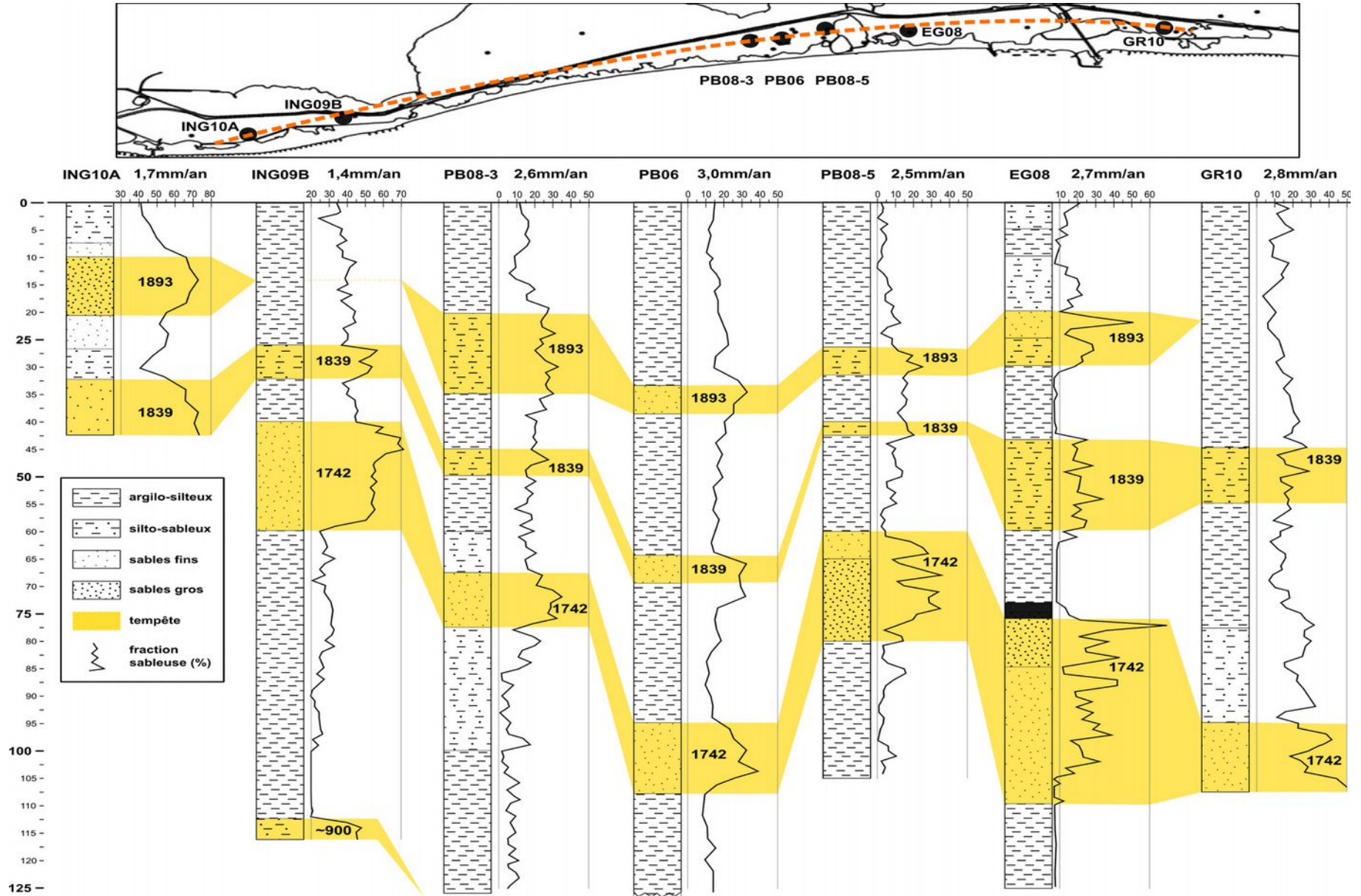


Figure 2.11: Séquences de dépôts de tempêtes dans les lagunes palavasiennes et estimation des vitesses de sédimentation associées le long d'un transect parallèle au littoral.



### 2.3.3. Estimation des vitesses de sédimentation par géochronologie

Il a été montré précédemment une augmentation de la vitesse de sédimentation dans les lagunes palavasiennes suite à la fermeture du lido (Sabatier et al., 2010). La vitesse de sédimentation pour l'étang de Pierre-Blanche a été estimée à  $2,7 \pm 0,2$  mm/an (*idem*). Pour généraliser ces résultats, les taux de sédimentations récents ont été estimés sur les carottages courts réalisés au cours de ces travaux. Deux méthodes complémentaires ont été utilisées pour cette datation, le plomb 210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) et le césium 137 ( $^{137}\text{Cs}$ ). Ces deux isotopes radioactifs possèdent respectivement des demie-vies de 22,3 et 30,1 ans. La datation pouvant être effectuée sur cinq fois la période de demie vie, cela permet de dater les sédiments sur le dernier siècle. Cet ordre de grandeur est le même que celui du différentiel bathymétrique entre l'actuel et 1868. La comparaison des taux de sédimentation estimés par les deux méthodologies fait l'objet du second article présenté en 2.3.4 (page 61).

#### 2.3.3.1. Principe de la datation par le Plomb 210 en excès

Le plomb 210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) est un isotope radioactif naturel issu de la chaîne de désintégration radioactive de l'uranium 238 ( $^{238}\text{U}$ ) présent dans les roches. Lors de cette chaîne de désintégrations (Figure 2.12) il y a production de radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) qui s'échappe dans l'atmosphère sous forme gazeuse. Ce radon est ensuite diffusé par la circulation atmosphérique. Puis il se désintègre à son tour en formant du  $^{210}\text{Pb}$  qui est alors entraîné par les précipitations sèches et humides. Lorsque ces précipitations tombent sur des plans d'eau (lacs, mers, lagunes), le  $^{210}\text{Pb}$  va s'adsorber rapidement sur les particules en suspension puis sédimenter. Cet apport atmosphérique va alors constituer un excès par rapport à la quantité de  $^{210}\text{Pb}$  déjà présente dans le sédiment et dont l'activité radioactive est en équilibre avec les autres nucléides de la chaîne de désintégration. L'excès de  $^{210}\text{Pb}$  va ainsi être caractéristique de l'époque de dépôt du sédiment et va subir, une fois enfoui par les dépôts ultérieurs, une décroissance radioactive permettant de calculer la vitesse de sédimentation dans la séquence sédimentaire.

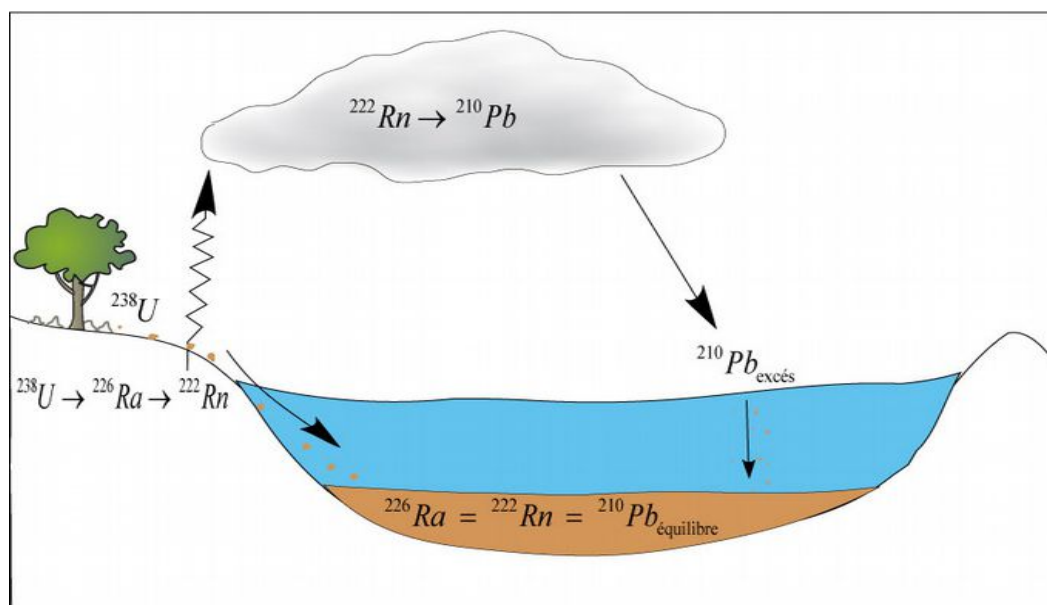


Figure 2.12: Chaîne de désintégration du  $^{238}\text{U}$  et retombées de  $^{210}\text{Pb}$  qui se retrouve alors en excès dans les sédiments des milieux aquatiques.

La méthodologie de base de la datation par le  $^{210}\text{Pb}$  considère l'hypothèse d'un flux de  $^{210}\text{Pb}$  et d'un taux de sédimentation tous deux constants (Golberg, 1963). L'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès est estimée par la différence entre l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  et l'activité du radium 226 ( $^{226}\text{Ra}$ ) en équilibre dans les sédiments. La désintégration d'un élément radioactif suit une loi de décroissance exponentielle au cours du temps (équation 1). En connaissant la période radioactive caractéristique du  $^{210}\text{Pb}$  ( $\lambda = \ln(2)/22,3 \text{ an}^{-1}$ ) il est possible de définir l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès à une profondeur donnée  $z$  en fonction de son activité en surface (équation 2).

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

avec  $N$  : quantité de radionucléides à l'instant  $t$  ;  $N_0$  : quantité initiale de noyaux radioactifs ;  
 $\lambda$  : constante de décroissance radioactive de l'élément

$$\left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_z = \left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{avec} \quad \left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right) = \left(^{210}\text{Pb}_{mes}\right) - \left(^{226}\text{Ra}_{mes}\right) \quad (2)$$

En considérant que le temps  $t_z$  mis pour accumuler du sédiment jusqu'à une profondeur  $z$  est égal au rapport entre la masse de sédiment sec accumulé ( $M_z$  en  $\text{g.cm}^{-2}$ ) et le taux de sédimentation ( $W_s$  en  $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ) nous pouvons alors écrire :

$$\ln\left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_z = \ln\left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_0 - \left(\frac{\lambda}{W_s}\right) \cdot M_z \quad \text{avec} \quad t_z = \frac{M_z}{W_s} \quad (3)$$

En reportant les mesures de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès en fonction de la masse de sédiment accumulés sur un graphique en échelle logarithmique, nous obtenons théoriquement une droite. La pente de cette droite, égale à  $-\lambda/W$  permet de calculer un taux de sédimentation. Connaissant alors la densité du sédiment sec il est alors possible d'estimer la vitesse de sédimentation. Bien que le taux de sédimentation dans les lagunes soit variable, il a été montré que ce modèle *Constant Flux and Constant Sedimentation rate* (CFCS) peut s'appliquer sur les séquences sédimentaires ne présentant pas de dépôts instantanés de type dépôts de tempêtes (Sabatier *et al.*, 2008). D'après les analyses granulométriques précédentes, il s'avère que c'est ici le cas pour la partie supérieure des carottes qui nous intéresse.

Un deuxième modèle supposant une concentration initiale de  $^{210}\text{Pb}$  constante (CIC, *Constant Initial Concentration*) a été défini en prenant l'hypothèse que si le flux de  $^{210}\text{Pb}$  ou le taux de sédimentation varient, ces variations sont opposées (Pennington *et al.*, 1976). L'utilisation de ce modèle suppose que la mesure de l'activité dans la couche de surface ( $^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_0$  soit bien représentative de l'activité initiale. À partir de l'équation (2) nous obtenons la relation suivante :

$$t_z = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_0}{\left(^{210}\text{Pb}_{ex}\right)_z} \right] \quad (4)$$

Un troisième modèle considère un flux de  $^{210}\text{Pb}$  constant (*Constant Rate of Supply*, CRS) avec un taux de sédimentation variable au cours du temps (Appleby & Oldfield, 1992). Ainsi, la concentration en  $^{210}\text{Pb}$  diminue lorsque les apports de matière augmentent. L'activité  $A(t)$  (en  $\text{Bq.cm}^{-2}$ ) accumulée pour une profondeur  $z$  durant un temps  $t$  est alors définie par l'intégration du flux annuel  $P(t)$  selon l'équation (5). En tenant compte de l'excès de  $^{210}\text{Pb}$  au cours du temps, on peut alors en déduire un inventaire  $I$  (en  $\text{Bq.cm}^{-2}$ ) de la quantité totale de  $^{210}\text{Pb}$  en excès pour

l'ensemble de la colonne sédimentaire (équation 6).

$$A(t) = \int_0^t P(t) \cdot \partial t \quad (5)$$

$$I = P_0 \int_0^\infty e^{-\lambda t} \partial t = \frac{P_0}{\lambda} = \sum_{z=0}^\infty ({}^{210}\text{Pb}_{ex})_z \cdot m_z \quad (6)$$

L'activité du sédiment accumulé en dessous de la profondeur  $Z$  peut alors être définie (équation 7) afin de pouvoir définir l'âge  $t_Z$  du sédiment à une profondeur  $Z < z$  (équation 8).

$$I_Z = P_0 \int_{t_Z}^\infty e^{-\lambda t} \partial t = \frac{P_0}{\lambda} e^{-\lambda t_Z} = \sum_{z=Z}^\infty ({}^{210}\text{Pb}_{ex})_z \cdot m_z \quad (7)$$

$$\frac{I}{I_Z} = e^{+\lambda t_Z} \quad \text{d'où} \quad t_Z = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[ \frac{\sum_{z=0}^\infty ({}^{210}\text{Pb}_{ex})_z \cdot m_z}{\sum_{z=Z}^\infty ({}^{210}\text{Pb}_{ex})_z \cdot m_z} \right] \quad (8)$$

Les hypothèses qui sous-tendent le modèle CRS paraissent les plus appropriées au cas des milieux lagunaires. Cependant, sa mise en œuvre nécessite de mesurer l'activité des radionucléides pour toutes les profondeurs. L'utilisation de ce protocole sur une large échelle avec de nombreux carottages ne paraît donc pas réalisable compte-tenu du temps d'analyse. En effet, cela représente plusieurs jours de comptage sur le spectromètre gamma pour chaque échantillon représentatif d'une profondeur donnée (cf. protocole dans l'article présenté en 2.3.4). Par ailleurs, il a pu être vérifié précédemment sur l'étang de Pierre-Blanche (carotte PB06) que les trois modèles de datation donnent de résultats globalement concordants (Figure 2.13) ; de plus ce modèle CRS diverge des autres méthodes de datation dans la partie la plus ancienne de la colonne sédimentaire.

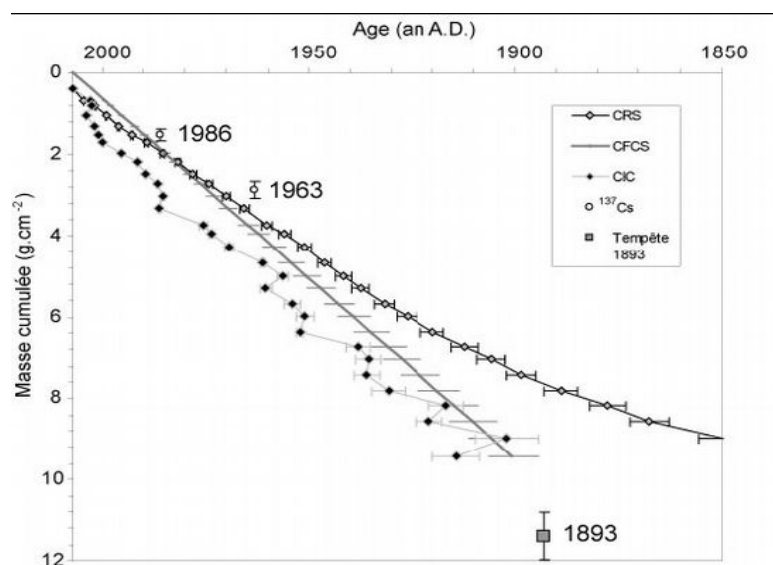


Figure 2.13: Résultats des différents modèles de datation par le  ${}^{210}\text{Pb}$  appliqués à la carotte PB06. Sont figurés également les âges obtenus par la datation au  ${}^{137}\text{Cs}$  et la tempête de 1893. (D'après Sabatier, 2009)

### 2.3.3.2. Principe de la datation par les retombées de Césium 137

Le césium 137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) est un isotope radioactif artificiel issu de réactions de fission nucléaires. Il est généralement relâché dans l'atmosphère lors de l'utilisation de bombes atomiques et d'accidents dans des centrales nucléaires. Il retombe ensuite sur la surface terrestre et les plans d'eau via les précipitations. Avec une période de demie-vie (30,1 ans) proche de celle du  $^{210}\text{Pb}$  il permet de dater les séquences sédimentaires sur une même échelle temporelle (Robbins & Edgington, 1975). Les profils d'activité du  $^{137}\text{Cs}$  en fonction de la profondeur présentent des pics dont le plus important est généralement attribué à l'année 1963, date du maximum de rejets atmosphériques par les essais nucléaires (signature d'un traité interdisant ce type d'essais). La capacité du  $^{137}\text{Cs}$  à diffuser dans les couches sédimentaires, en particulier en milieu salé, a pour conséquence la mesure d'activités non nulles pour des dépôts normalement antérieurs à son apparition dans l'atmosphère (Charmasson et al., 1998). Malgré cela, la datation reste possible car cela conduit à un étalement du pic de  $^{137}\text{Cs}$  sans en déplacer le maximum. Par ailleurs, l'utilisation conjointe de différents radioéléments tels que le  $^{210}\text{Pb}$  et le  $^{137}\text{Cs}$  permet de confirmer ou invalider les datations des séquences sédimentaires (Kirchner, 2011).

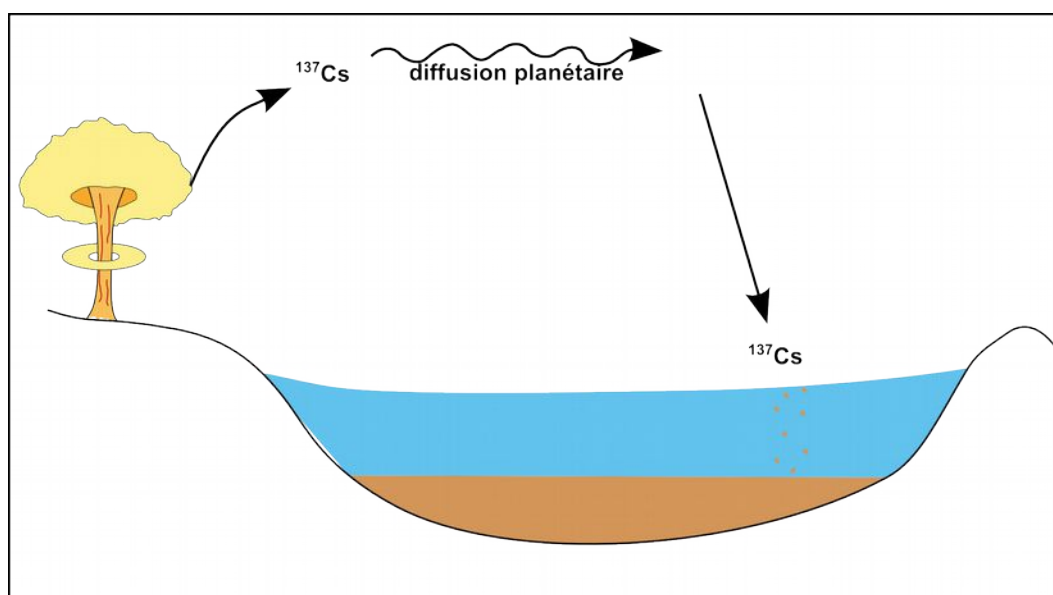


Figure 2.14: Retombées atmosphériques de  $^{137}\text{Cs}$  qui sont ensuite adsorbées sur les particules en suspension dans les milieux aquatiques.



### **2.3.4. Article : Assessing sedimentation rates from bathymetric charts and geochronology in a complex Mediterranean lagoon system**

L'article suivant a pour objectif de comparer les vitesses de sédimentations obtenues à partir des deux méthodes employées, d'une part le différentiel bathymétrique et d'autre part la géochronologie. Cet article a été soumis en janvier 2012 et accepté avec corrections (non intégrées dans la présente version) le 26 octobre 2012.

**CASTAINGS J., DEZILEAU L., FIANDRINO A., VERNEY R., BLANCHEMANCHE P.** (Accepted) *Assessing sedimentation rates from bathymetric charts and geochronology in a complex Mediterranean lagoon system.* Estuarine Coastal and Shelf Sciences.

## **Assessing sedimentation rates from bathymetric charts and geochronology in a complex Mediterranean lagoon system**

**Jérôme CASTAINGS<sup>a,b</sup>, Laurent DEZILEAU<sup>b</sup>, Annie FIANDRINO<sup>a</sup>, Romaric VERNEY<sup>c</sup>,  
Philippe BLANCHEMANCHE<sup>d</sup>**

a) Ifremer, Laboratoire Environnement-Ressources Languedoc-Roussillon  
Avenue Jean Monnet, BP 171, 34203 Sète Cedex, France.  
jerome.castaings@ifremer.fr

Phone : (+33) 499573293 Fax : (+33) 499573296

b) Laboratoire Géosciences Montpellier, UMR 5243 - CC60  
Université de Montpellier 2 Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 2, France

c) Ifremer, Laboratoire de Physique Hydrodynamique et Sédimentaire  
Ifremer DYNECO/PHYSED, BP 70, 29280 Plouzané, France

d) CNRS, UMR 5140 "Archéologie des Sociétés méditerranéennes"  
390 avenue de Pérols, 34970 Lattes, France

### **Abstract :**

An assessment on sedimentation rates was carried out from bathymetric surveys and sediment cores for nearly 140 years in the Palavasian lagoons (South of France). Sedimentation rates from <sup>210</sup>Pb excess and <sup>137</sup>Cs varied from 1.3 to 3.1 mm.yr<sup>-1</sup>. This data have validated sediment deposition rates calculated from bathymetric charts on the majority of sampling sites. As a result, a reliable reconstruction of historical changes in the lagoons system has been performed. A net accumulation of 96,575 m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> confirmed the filling trend of the lagoons. Coastal rivers and marine sediment were highlighted as main inputs for the system. Anthropogenic activity has impacted the morphological evolution of lagoons, particularly with land reclamation for coastal development during the twentieth century. In the most recent periods (1980s-2005), dredging has also contributed to reverse the filling trend for the Prevost and Grec lagoons. These results demonstrate the interest to use both bathymetric charts and geochronology to improve the understanding of sediment history in shallow coastal water bodies.

### **Keywords :**

Bathymetry ; geochronology ; lagoonal sedimentation ; geomorphology ; man-induced effects ; Palavasian lagoons ; 43.5°N, 3.9°E

## 1. Introduction

Coastal lagoons are ecosystems with high environmental and economical value, but their morphology is unstable along the time (Phleger, 1969; Kjerfve *et al.*, 1994 chapter 2). Regarding their integrated management, it is necessary to know their geologic history and the present trends in term of morphological evolution. Depending on the natural and anthropogenic forcings, three types of evolutions can occur for a lagoon (Nichols, 1989). If the sediment accumulation rate exceeds the sea level rise, the lagoon goes to be filled and will become a coastal plain. If the sediment accumulation rate is smaller than sea level rise, the lagoon will be eroded and submerged. If sediment accumulation and sea level rise are balanced the lagoon remains in a stable state. In the context of the actual climate change and the induced mean sea level rise, the future evolution of most lagoons in the world is uncertain. Recent studies have focused on this problem: laguna Madre (Morton *et al.*, 2000), lagoon of Venice (Serandrei-Barbero *et al.*, 2006; Bellucci *et al.*, 2007; Molinaroli *et al.*, 2009), Thau lagoon (Schmidt *et al.*, 2007), Arcachon lagoon (Allard *et al.*, 2009). However, several lagoons of the Mediterranean Sea remain little studied in relation to this issue.

Making a sediment budget is a simple way to assess the overall accumulation or erosion rates, but it is often impossible to achieve due to the lack of reliable inputs and outputs data. Historical bathymetric charts or geochronological studies of sediment cores are usually used to assess sedimentation rates in lagoons. The old bathymetric data, when available, can provide a large scale assessment of the accumulation or erosion areas, but they often suffer from significant uncertainty (Van der Wal & Pye, 2003). Geochronological methods using radioisotopes can assess more precisely sedimentation rates. However it is a technique that requires time, making it impossible to multiply the samples for use on a large spatial scale. Originality of this study is to use both data from bathymetric charts and sediment cores analysis to assess sedimentation rates over the last century in coastal lagoons.

## 2. Material and methods

### 2.1. Study area

Palavasian lagoons are a complex system located in the Gulf of Lion in the South of France (Figure 2.1). This system consists of nine shallow and brackish water lagoons connected by the Rhone-Sete waterway and communicating with the Mediterranean Sea. It is recognized that the system was submitted in the past to sediment accumulation (Barousseau *et al.*, 1992) and morphological evolution (Raynal *et al.*, 2010). It was a single open lagoon which become closed around year 950 AD (Sabatier *et al.*, 2010) and then become slowly fragmented in several water bodies due to natural processes and human driven changes (Blanchemanche *et al.*, 2003). Between 1723 and 1826 the Rhone-Sete navigation waterway was created, crossing the lagoons to avoid navigation difficulties. During the twentieth century, the Palavasian system was submitted to land reclamation contributing to the filling of the lagoons. It was particularly important during the 1970's due to the development of coastal mass tourism and urban growth (Castaings *et al.*, 2011).

Nowadays, the mean depth in the Palavasian lagoons is 0.78 meters and in the Rhone-Sete waterway it is maintained between 3 and 4 meters by dredging. The system is linked with the sea through five permanent artificial inlets. The sediment sources are (1) the rivers and channels of the watershed, (2) the sea through artificial inlets or storm overwashes (3) endogenous biological production and (4) aeolian inputs. There is very few data about the amount of sediment supply in this site. Several small coastal Mediterranean rivers supply the lagoons. They have very small discharge in summer and most of the sediment transport occurs during flash flood events in autumn or spring (Bourrin *et al.*, 2006). Climate has a strong influence on marine sediment supply as it can open temporary inlets during storms (Dezileau *et al.*, 2005 ; Sabatier *et al.*, 2008 ;

Dezileau *et al.*, 2011). The biological production in Palavasian lagoons is enhanced by human induced eutrophication (Guyonneaud *et al.*, 1998; Gomez *et al.*, 1998).

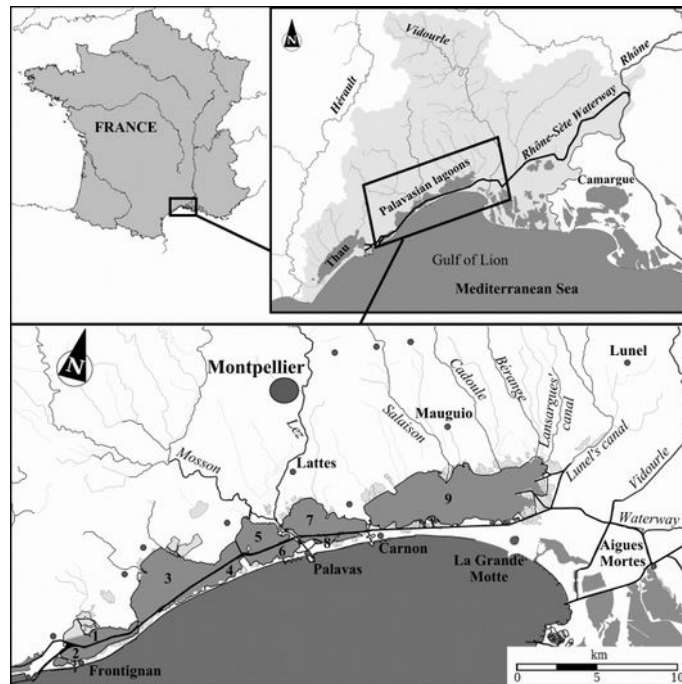


Figure 2.15: Localisation of study area. The Palavasian complex is compound of nine lagoons: (1) North Ingril, (2) South Ingril, (3) Vic, (4) Pierre-Blanche, (5) Arnel, (6) Prevost, (7) Mejean, (8) Grec and (9) Or.

## 2.2. Bathymetrical study

The four bathymetrical data set employed in this study cover a period of about 137 years (Table 1). The oldest data sets (1868, 1965 and 1980's) were digitalised from paper maps using photographs (1868 set) and a precision digitising tablet *GTCO CalComp* (1965 and 1980's set). The most recent data set (2005) was available in numerical shapefile, data were acquired with a differential GPS coupled with a single-beam sonar. The 1980's bathymetric chart include only the lagoons of Pierre-Blanche (1980), Grec (1986), Or (1989) and Prevost (1991). The data are mainly compound of sounding profiles perpendicular to the Rhone-Sète waterway and spaced of 100 to 500 meters depending on the lagoon size and acquisition year. Part of the 1868 data set (Ingril, Vic, Pierre Blanche, Arnel and Prevost) consists only of isobaths lines.

All the dataset were converted to a common geographic coordinate system, Lambert-93. The question of the vertical datum is crucial. The 2005 and 1980's data are known to be reported to the actual official French altimetric datum NGF-IGN69, established by the National Geographical Institute (IGN) with reference to the tide gauge of Marseille. The soundings points of these datasets were corrected from water level during measurements. In 1868, the French altimetric network was based on the zero Bourdaloue which was 7.1 cm above the current zero NGF level. For 1965 dataset, the exact measurement method is unknown. We make the hypothesis that the data were acquired from the altimetric system NGF-Lallemand, established in the early twentieth century. It differs less than 1 cm from the NGF-IGN69 system in the studied area. All the old dataset were converted to the NGF-IGN69 vertical datum. Moreover, the global mean sea level has been rising at the mean rate of  $1.7 \text{ mm.yr}^{-1}$  during the twentieth century (GIEC, 2007b); it is so necessary to correct old data in order to distinguish vertical movement due to sea level variation and those from the sediment bed (Sarretta *et al.*, 2010). Estimating sea level variation at local scale is difficult because of the spatial variability of sea level. On the basis

of several studies on Mediterranean sea level (Cazenave *et al.*, 2002; Cazenave *et al.*, 2008; Calafat & Gomis, 2009; Sabatier F. *et al.*, 2009; Meyssignac *et al.*, 2011) the mean sea level rise was estimated to 1.1 mm.yr<sup>-1</sup> over the period 1868-1965 and 1.4 mm.yr<sup>-1</sup> over the period 1965-2005 for our study area. The correction was applied for each lagoon separately depending on the precise date of measurement. The maximum calculated correction of water level was of 16 cm. That is lower than the uncertainty of the old bathymetric maps (table 2.5). The subsidence of the coast of the Gulf of Lion is not precisely known, it is here considered negligible as it was estimated less than 1 mm.yr<sup>-1</sup> (Guennoc & Lenotre, 2009).

**Tableau 2.5: Bathymetric charts used in the study.**

Data set	Recording dates	Sources	Altimetry precision
1868	1867 to 1868	Ponts & Chaussées – ADH 7S726	± 30 cm
1965	1964 to 1966	Mission Littoral - CNABRL	Unknown (± 30 cm)
1980's	1980 to 1991	Navigation Service – SMNLR	± 10 cm
2005	2004 to 2006	Navigation Service – SMNLR	± 4 cm

After this pre-processing step, bathymetric data were analysed with *ArcGIS* and the *Spatial Analyst* tool. The dataset for each lagoon were interpolated for each year on a 30x30 meters raster grid. The calculation was based on an Inverse Distance Weighted algorithm (IDW) with a search radius adapted to the density of each dataset. Then, the obtained raster grids were compared using the *Raster Calculator* tool to calculate the depth differences. In order to take into account the uncertainty of bathymetric data, a conservative approach was used (Van de Wal & Pye, 2003). In maps, bathymetric evolutions are so considered stables for a depth change in a range of ±30 cm. The shape of lagoons coasts evolved during time. At first, the calculation focus on the global evolution of the lagoons, based on the older shape of the lagoons. An estimation of the part of filled volume due to anthropogenic land reclamation was made on the basis of the present day use of lagoon surface lost. In a second time, accumulation and sedimentation rates were calculated using only the permanent area based on 2005 topography. In addition, the average sedimentation rate was calculated for areas within 100 meters around the sampling points used in geochronological study to compare the results.

### 2.3. Geochronological study

For this study, eleven sediment cores were used. Two sediment cores (PB06, PRO9) come from a previous study (Sabatier *et al.*, 2008). Nine new short sediment cores (less than one meter long) were sampled in other lagoons of the Palavasian system. Localisation of sampling cores is shown on the bathymetric evolution map in figure 2.16 (see part 3.1.). The sedimentation rates were estimated by two methods, the <sup>210</sup>Pb excess and the <sup>137</sup>Cs. To do this, different sediment layers of 1cm thick were sampled within the cores. Sediments were washed in de-ionised water, sieved at 600µm for removing shells and algal material and dried. Then, they were crushed and transferred into small gas-tight containers. After a minimal storage of 2 weeks to ensure equilibrium between <sup>226</sup>Ra and <sup>222</sup>Rn, the samples were analysed using two *Canberra* gamma detectors (one Ge-well and one Ge-planar). All samples from a single core were analysed on the same detector. The activities of the nuclides of interest were determined by comparison with the known activities of an in-house standard. A self-absorption correction based on major element composition (determined for Pierre-Blanche lagoon) and sample density was systematically applied for all photo-peaks, using a modified version of the program written by J. Faïn (Pilleyre

et al., 2006). The self-absorption corrections were rather small, less than 4%, even for the low energy peaks.

The basic methodology of  $^{210}\text{Pb}$  dating was established by Golberg (Golberg, 1963) and as been successfully applied in environments like lakes and lagoons. Activities of  $^{210}\text{Pb}$  were determined by integrating the area of the 46.5 keV photo-peak.  $^{226}\text{Ra}$  activities were determined from the average of values derived from the 186.2 keV peak and the peaks of its progeny in secular equilibrium  $^{214}\text{Pb}$  (295 keV and 352 keV) and  $^{214}\text{Bi}$  (609 keV). In each sample, the  $^{210}\text{Pb}$  excess activities were calculated by subtracting the  $^{226}\text{Ra}$  activity from the total  $^{210}\text{Pb}$  activity. Several models were proposed to calculate sedimentation rates from  $^{210}\text{Pb}$  activity (Appleby & Oldfield, 1992). For this study, the Constant Flux Constant Sedimentation rate (CFCS) and the Constant Initial Concentration (CIC) models were tried. This lagoon system may not have a constant sedimentation rate. However, it have been shown that the CFCS model can apply in areas which are not directly influenced by sediment washovers and present only a typical muddy lagoonal conditions (Sabatier *et al.*, 2008). This is the case for cores considered in this study because they were mainly sampled close to the centre parts of the lagoons. Since Palavasian lagoons have very shallow water, surface sediment can be mixed by wind induced waves. Also the biological activity of invertebrates can affect sediment by various reworking processes. A surface mixed layer where  $^{210}\text{Pb}$  activity is perturbed and almost constant can be observed as a result of both waves and bioturbation effects. Under this surface mixed layer, sediment was affected in the past by same mixing processes. This results on a sliding average of the sediment activities along the core. Thus the use of dating models under the surface mixed layer can only reconstruct an average sedimentation rate on a centennial scale. It is therefore not possible to distinguish different stages in the recent sedimentation history. Both, CFCS and CIC models were applied to the measured data under the mixed layer.

Activities of  $^{137}\text{Cs}$  were determined with the 661 keV peak. The  $^{137}\text{Cs}$  is an artificial isotope which activity usually present a worldwide peak associated with the date of maximum atmospheric nuclear weapons tests fallout in year 1963. Another smaller peak may appear in Europe as a consequence of the Chernobyl disaster fallout that occurred in 1986. Due to the sediment mixing processes (waves and bioturbation) and to the vertical diffusion of  $^{137}\text{Cs}$  in the marine and lagoonal sediments it is less precise in estimating sedimentation rate. It is here used as a complementary time marker to validate sedimentation rates derived from  $^{210}\text{Pb}$  models (Kirchner, 2011).

### 3. Results

#### 3.1. Bathymetric evolution of Palavasian lagoons from maps

The depth differences computed between 1868 and 2005 are shown in figure 2.16. Palavasian lagoons area losses are not negligible (table 2.6) and the part caused by human land reclamation is dominant for South Ingril, Prevost and Pierre-Blanche lagoons. The other lagoons are less impacted by direct anthropogenic infilling. Due to the conservative approach adopted (stability in a range of  $\pm 30$  cm) large parts of the lagoons are almost in a stable state. Despite this, we can observe a clear trend to accumulation in most of the lagoons of the Palavasian complex. Prevost and Grec lagoons seem to be less submitted to sediment accumulation except for the surroundings of the Prevost inlet. Looking at the filling pattern, the external inputs (rivers and inlets) appear as an important factor. An accumulation area is also observed in the centre part of some of the lagoons.

The highest sediment accumulation (1 meter) is reached for Ingril and Pierre-Blanche lagoons in areas close to seawater entrance. The highest sediment loss (1.8 meters) is almost twice as high as the highest accumulation. It is reached for Or and Prevost lagoons but it is clearly associated with dredging of navigation channels or inlets. Leaving aside the dredged channels, inlets and connections with the Rhone-Sete waterway, the maximum observed erosion does not exceed 0.7 meters.

Within the permanent lagoon area, accumulation rates are in good agreement for the different studied periods (table 2.7). However a recent shift from accumulation to erosion is highlighted for Prevost and Grec lagoons. The total accumulation rate is about  $96,575 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  which corresponds to an average sedimentation rate of  $1.4 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ . More than half of the sediment is accumulating in the Or lagoon which is the largest of the system and also the one that concentrates most of the rivers inputs from the watershed.

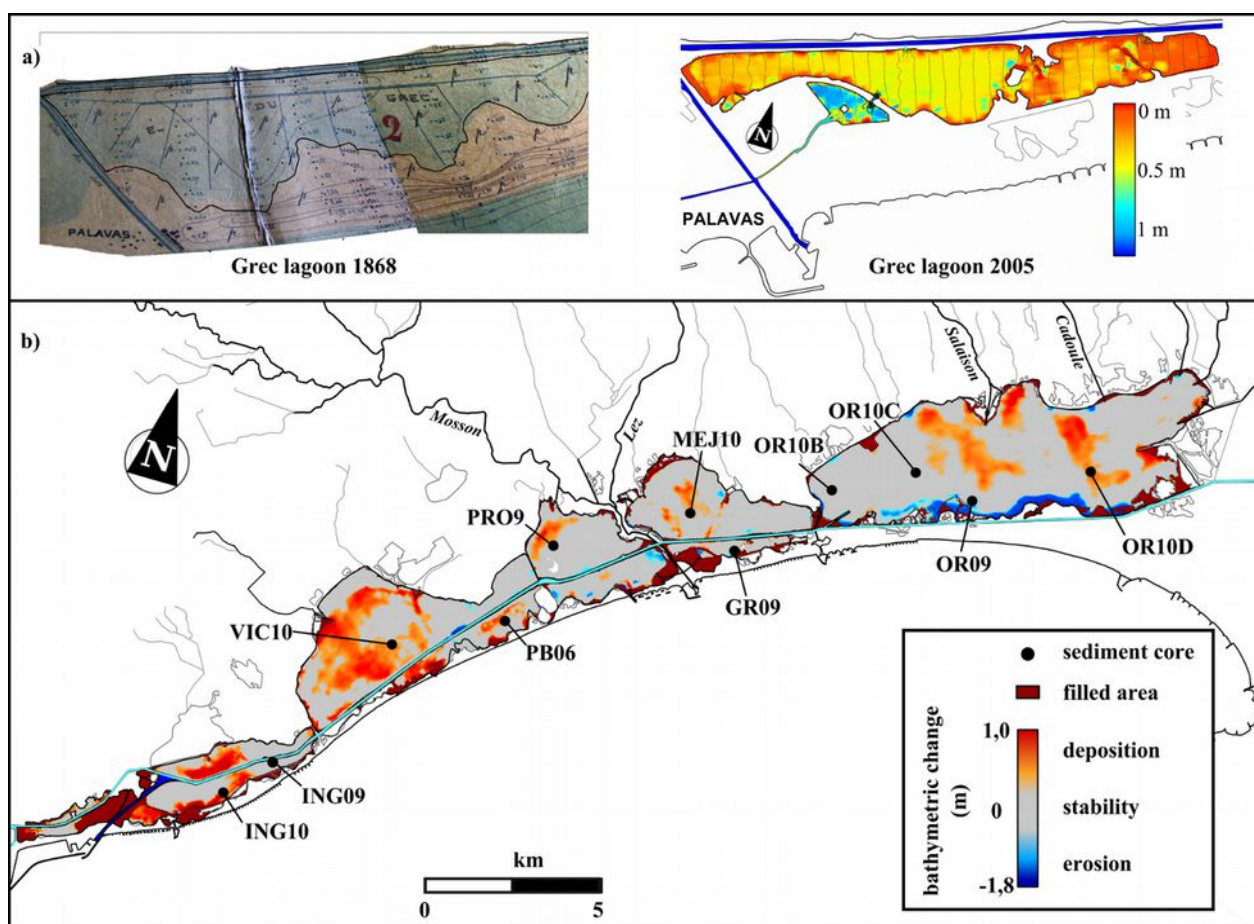


Figure 2.16: a) Examples of old and recent bathymetric charts used in this study. b) Bathymetric changes of Palavasian lagoons between 1868 and 2005. The evolution is considered stable in a range of  $\pm 30 \text{ cm}$

Tableau 2.6: Global Evolution of Palavasian lagoons between 1868 and 2005

Lagoon	Area loss ( $\cdot 10^4 \text{ m}^2$ )	Net volume loss ( $\cdot 10^6 \text{ m}^3$ )	Human induced volume losses
North Ingril	15	0.6±0.4	0 %
South Ingril	130	1.1±0.6	55 %
Vic	29	2.8±2.0	0 %
Pierre Blanche	45	1.0±0.5	2 %
Arnel	32	0.5±0.1	0 %
Prevost	54	0.4±0.2	50 %
Mejean	67	0.4±0.3	8 %
Grec	79	0.3±0.2	83 %
Or	273	8.7±4.9	6 %
<b>Total</b>	<b>723</b>	<b>15.9±9.4</b>	<b>12 %</b>

Tableau 2.7: Accumulation rates in Palavasian lagoons (in  $\text{m}^3\cdot\text{yr}^{-1}$ , without land reclaim)

Lagoon	1868-1965	1965-2005	1980s-2005	Average
North Ingril	3,710	5,889	-	4,351
South Ingril	4,049	2,260	-	3,523
Vic	21,267	16,530	-	19,884
Pierre Blanche	5,036	7,960	5,720	5,832
Arnel	2,149	5,230	-	3,087
Prevost	1,265	485	-59	1,037
Mejean	2,274	934	-	1,890
Grec	689	-655	-1,944	292
Or	58,973	53,808	44,864	56,679
<b>Total</b>	<b>99,413</b>	<b>92,442</b>	<b>-</b>	<b>96,575</b>

### 3.2. Sedimentation rates from geochronology

The activities profiles from  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  are shown in figure 2.17. The average surface activity of  $^{210}\text{Pb}$  for all cores is  $122 \text{ mBq}\cdot\text{g}^{-1}$  which is an acceptable value for coastal sediments (Schmidt *et al.*, 2007). The profiles of  $^{210}\text{Pb}$  excess show in their upper part a surface mixed layer ranging from 3 to 10 cm with a mean value of 5 cm. The largest surface mixed layer is found at VIC10 station where the bioturbating worm *Nereis diversicolor* was observed. Under the surface mixed layer the  $^{210}\text{Pb}$  activities show a classical exponential decrease with a good determination coefficient higher than 0.90 for all cores (lowest points with high uncertainty were not taken into account). The  $^{137}\text{Cs}$  profiles are highly variable between sample sites. Smoothing and low levels of  $^{137}\text{Cs}$  observed for Ingril, Arnel and Grec lagoons made it impossible to clearly determine a peak. For other lagoons clear profiles with the 1963 peak are obtained, the 1986 peak appears only for PB06 core. The CFCS and CIC models give similar results for the sedimentation rates. The CFCS model was chosen for its better fit with the available  $^{137}\text{Cs}$  data. The sedimentation rates obtained from both radionuclides range from 1.3 to  $3.1 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ .

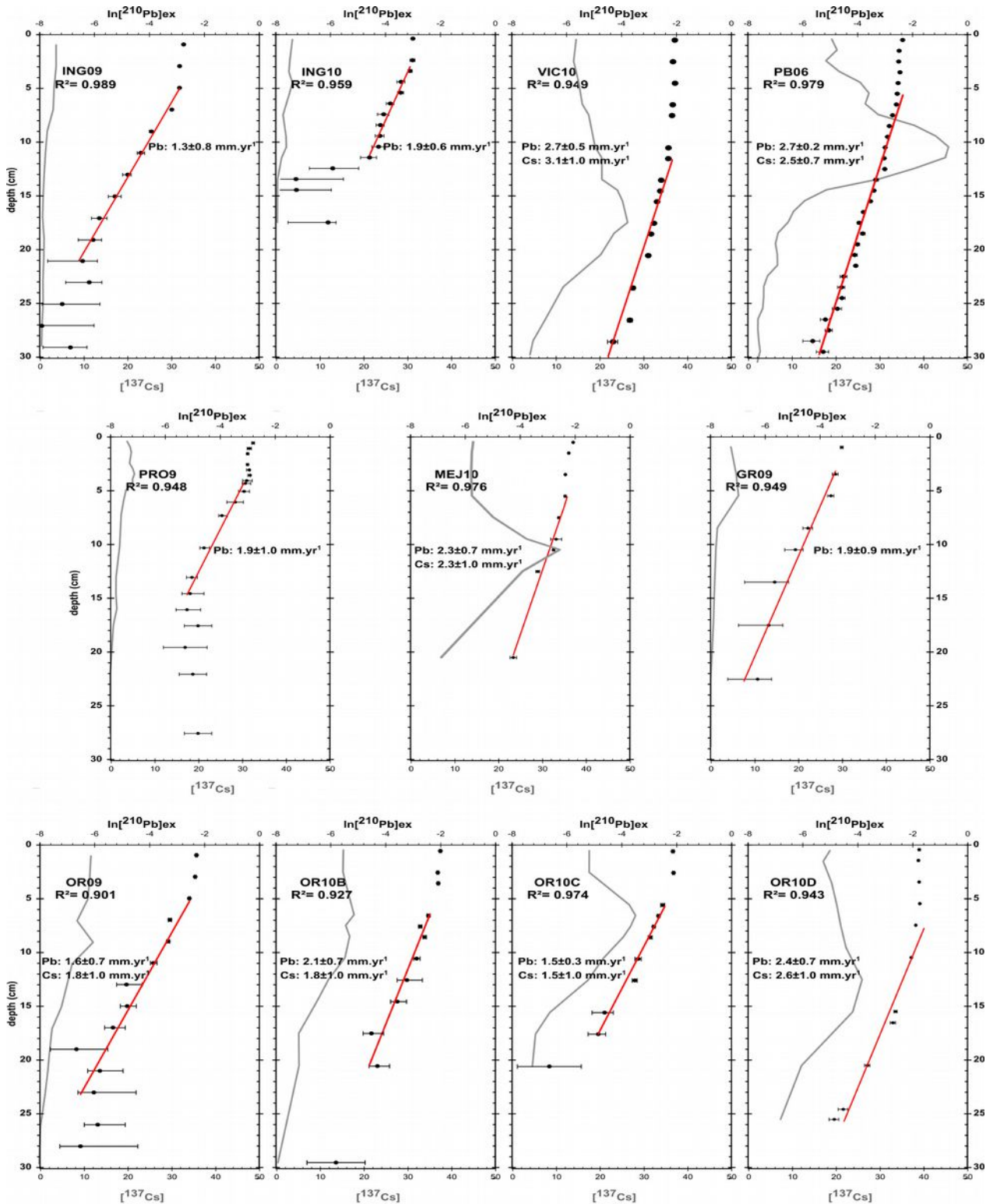


Figure 2.17:  $^{210}\text{Pb}$  excess and  $^{137}\text{Cs}$  activity depth profiles ( $\text{mBq.g}^{-1}$ ).  $^{137}\text{Cs}$  is plotted by the grey line,  $^{210}\text{Pb}$  by the black dots, a dashed line show the surface mixed layer and a full line the decrease.



## 4. Discussion

### 4.1. Comparison of estimated sedimentation rates

Taking into account the significant uncertainties in the bathymetric data, there is a good correlation with the  $^{210}\text{Pb}$  excess derived sedimentation rates (Figure 2.18). The largest differences are observed for the cores GR09 and OR09. The sample GR09 is located in an area that appears with a sedimentary loss (eroded or dredged) from the bathymetric evolution map. The surface activity in radioelements is low, for example  $^{210}\text{Pbex}$  is  $58 \text{ mBq.g}^{-1}$  against an average of  $122 \text{ mBq.g}^{-1}$  for the other cores. We can advance the hypothesis of a recent dredging of the surface sediment layer. The core thus measured the sedimentation rate before the onset of dredging. This hypothesis is consistent with the trend observed for the Grec lagoon (Table 3) which has a sediment accumulation over the period 1868-1965 and then a loss over the period 1965-2005. The core OR09 is also located near a dredged area so the low sedimentation rate measured from bathymetry can be explained in a same way.

For the other lagoons, the difference between sedimentation rates from  $^{210}\text{Pb}$  excess and from bathymetry does not exceed  $1 \text{ mm.yr}^{-1}$  while the bathymetry uncertainty is of  $\pm 2 \text{ mm.yr}^{-1}$ . Sedimentation rates derived from bathymetry are sometimes overestimated and sometimes underestimated compared to the geochronology. Therefore, we cannot highlight a kind of systematic error in the bathymetric dataset. The differences observed between the two methods are thus due on one hand to the random errors related to the acquisition and processing of bathymetric data and on the other hand to the accuracy of geochemical measurements.

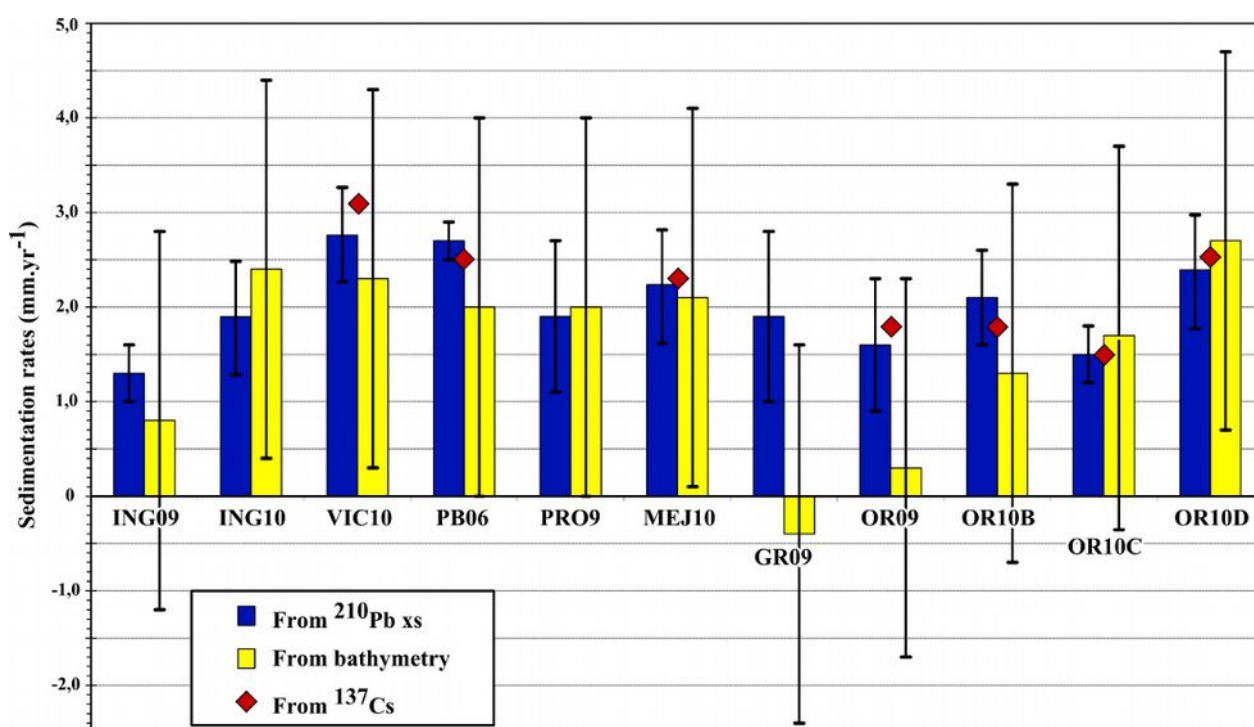


Figure 2.18: Comparison of sedimentation rates at coring points. Data from  $^{210}\text{Pb}$  excess models and from bathymetric maps are in good agreement. The estimates based on the  $^{137}\text{Cs}$  are plotted as supplementary information

#### 4.2. Evolution of the Palavasian lagoon system

The sedimentation rates obtained for Palavasian lagoons are of the same order than those observed in the nearest Thau lagoon where 1.5 to 2.5 mm.yr<sup>-1</sup> were measured from <sup>210</sup>Pb excess (Schmidt *et al.*, 2007). If we compare to a famous Mediterranean lagoon, the lagoon of Venice, the situation is different. The sedimentation rate is lower within the Venice lagoon (Serandrei-Barbero *et al.*, 2006) where it does not exceed 0.5 mm.yr<sup>-1</sup> with large eroding areas (Molinarioli *et al.*, 2009). Multiple factors may explain these differences. The greater closure of Palavasian lagoons from the sea (inlets are smallest and less influenced by tides) allows a better trapping of sediments. Some anthropogenic activities in the Venice lagoon (dredging and human induced subsidence) play also a role.

The distribution of filling areas in the lagoons may inform on the sources of potential contributions (Figure 2.16). Thus we can assert that the filling of Arnel lagoon is strongly related to the Mosson river inputs. It is also clear for the Salaison river inputs into the Or lagoon, and for other small rivers into Or and Vic lagoons. Marine sediments inputs are too an important source for Palavasian lagoons. The inlets maintained open permanently in the Prevost and South Ingril lagoons clearly contribute to the filling process. The unprotected beach of Pierre-Blanche is a pathway allowing the opening of temporary inlets during storms and so the transport of sediment towards the lagoon (Dezileau *et al.*, 2011). This process has been observed several times on the field. For sediments accumulations in other parts of the lagoons we can hypothesise a combination of various sources: (1) redistribution of sediment within a single lagoon, (2) inputs or exchanges through the Rhone-Sete waterway and other canals, (3) biological productivity in the lagoon.

An important phenomenon in the past morphological evolution of Palavasian lagoons is the impacts of human activities. Land reclamation affected widely lagoons located in the south of Rhone-Sete waterway, i.e. those located closest to the seashore. The development of the port industry and mass tourism in the twentieth century encouraged land reclamation over the lagoons. South Ingril, Prevost and Grec lagoons have lost more than half of their volume due to the growth of Frontignan, Palavas and Carnon cities (table 2.6). Pierre-Blanche lagoon also located at the seashore has been less affected thanks to his natural beach where no city was established. Some human actions can also acts in the direction opposed to the lagoon filling. It is clear since centuries for the Palavasian landscape with the dredging of navigation channels. On a more recent period, we observed the switching from the filling to erosion in the lagoons of Prevost and Grec (table 2.7). The case of Prevost lagoon is assuredly due to human action. We know from local authorities that Prevost lagoon is submitted to dredging to remove sands coming from the artificial inlet and also to remove algal materials in the whole lagoon since 1991 (Guyonneaud *et al.*, 1998). This is in agreement with the evolution switch highlighted by bathymetric data. The Grec lagoon is the more impacted by human land reclamation, particularly during the second part of the twentieth century. As suggested by bathymetric data, Grec lagoon has also been submitted to important eroding or dredging processes since 1965. Although this could not been confirmed, we assume that the dredged sediments were used to backfill the lagoon for the urban and tourism development during this period.

Overall, the evolution of the Palavasian lagoons seems to tend to a slow filling. The assessed accumulation rates seem relatively stable apart from localised anthropogenic impacts. We can therefore apply a simple model to estimate the possible future evolution of the lagoons. For this, we assume a continuous accumulation rates that is the same as in the past century and consider the actual volume of each lagoon. This estimation will result in a total filling of the

Palavasian lagoons in about 2000 years. The most endangered lagoons are Pierre-Blanche, Arnel and North Ingril lagoons, their complete filling can occur respectively in 200, 395 and 410 years. However, this estimation must be considered with caution. Particularly because the mean sea level rise and the climate change are not taken into account in this scenario. We know however that these processes will certainly influence the accumulation rates in the future.

## **6. Conclusions**

This study showed the interest of combining different techniques to estimate sedimentation rates on the same site. This original approach allows a cross-validation of the results on a same time scale. Bathymetric evolution, covering a wide area, suffers of uncertainty from old data. They were validated by precise measurements of radionuclide activities in the sedimentary layers. This reinforces the reliability of conclusions about the past evolution of the lagoon system. However, in the actual context of global changes it is not sufficient to estimate the future evolution of a lagoon. Further investigations about the present-day sediment dynamics, relative to its main forcings, will be necessary.

## **Acknowledgement**

This work was supported by Ifremer and the Region Languedoc-Roussillon authority. We are grateful the regional Navigation Service and the Departmental Archives of Hérault for providing bathymetrical maps. The cores PB06 and PRO9 were collected in the framework of ECLICA project (INSU, ACI-FNS «Aléas et changements globaux», 2004, coordinator L. Dezileau) which aims to identify and assess the recurrence of extreme climatic events. We also give special thanks for students of Montpellier University who helped during coring campaigns.

## Chapitre 2: Évolution au cours des derniers siècles

## CHAPITRE 3: ÉTUDE IN SITU DE LA DYNAMIQUE ACTUELLE

---

Ce chapitre a pour objectif de caractériser la dynamique sédimentaire actuelle du complexe palavasien. L'étude de mesures in situ haute fréquence permet de déterminer les processus ayant lieu à une échelle temporelle fine.

---



### 3.1. Fonctionnement hydrosédimentaire des milieux lagunaires

#### 3.1.1. Fonctionnement hydrodynamique d'une lagune

La caractérisation hydrodynamique d'une lagune est un aspect indispensable pour comprendre la dynamique de l'ensemble de l'écosystème. En effet, les mouvements de la masse d'eau conditionnent le transport des substances dissoutes et des particules en suspension. Ces processus sont fondamentaux pour le fonctionnement sédimentaire du système (voir 3.1.2 page 79) et donc pour son évolution morphologique. De plus, ils constituent la base du fonctionnement biologique via la répartition dans l'espace et le temps de l'oxygène et des nutriments. Les processus hydrodynamiques sont contraints à la fois par la morphologie de la lagune et par les forçages extérieurs qui s'exercent sur la masse d'eau. La morphologie est constituée par la forme et les dimensions de la lagune et par la répartition des profondeurs, elle varie peu sur des échelles de temps courtes. Les principaux forçages extérieurs sont les niveaux d'eau à l'entrée de la lagune et les conditions climatiques. L'ensemble de ces facteurs sont synthétisés dans le schéma ci-dessous (Figure 3.1).

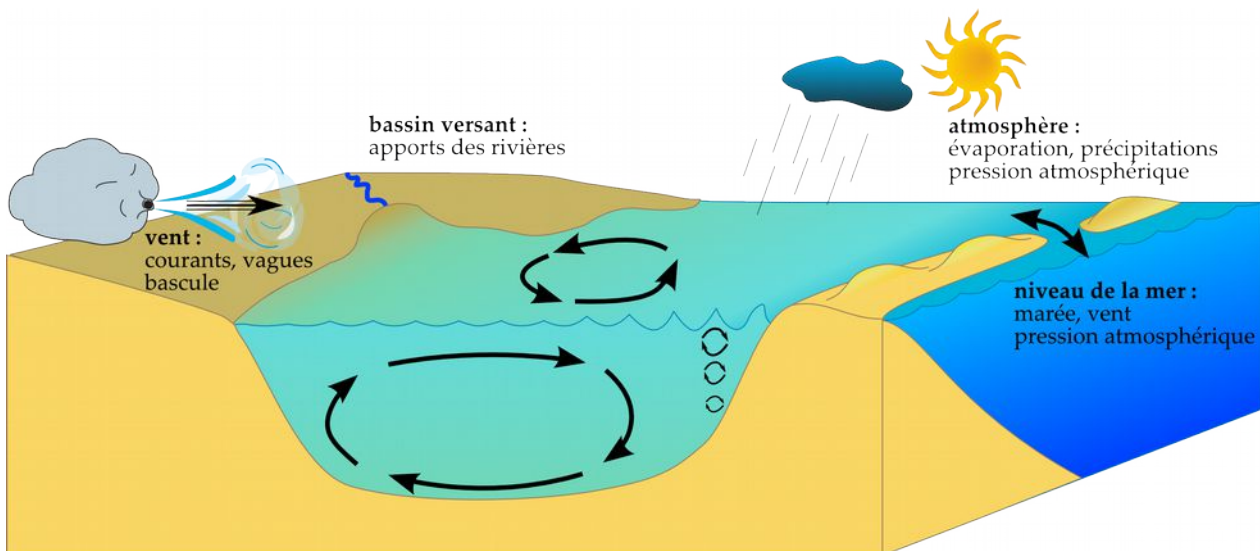


Figure 3.1: Fonctionnement hydrodynamique d'une lagune et principaux forçages physiques.

##### 3.1.1.1. Niveaux d'eau à l'entrée de la lagune et importance du grau

Les variations du niveau d'eau dans la lagune dépendent des volumes échangés avec l'extérieur. Cela concerne principalement la mer ainsi que le bassin versant (apports de crues) et l'atmosphère (évaporation et précipitations directes).

Les échanges entre la lagune et la mer sont étroitement liés aux caractéristiques de la (ou des) passe qui constitue une zone clé de la dynamique lagunaire (Guyonnet & Koutitonsky, 2008 ; Colin, 2009 ; Duck & da Silva, 2012). La hauteur d'eau de part et d'autre du grau définit le sens des échanges à un instant donné. L'eau circule du niveau le plus élevé vers le niveau le plus bas. Les frottements des courants dans le grau, souvent étroit, agissent comme un filtre des variations de hauteur d'eau entre la mer et la lagune. En freinant la masse d'eau, ces frottements dissipent son énergie ce qui a pour effet d'amortir les variations de hauteur d'eau et d'induire un déphasage des signaux périodiques tels que la marée (Di Lorenzo, 1988). Cet amortissement est

fonction d'une période caractérisant le système « lagune - grau » dénommée période de Helmholtz ( $T_H$ ) et définie par l'équation (9). Toute onde dont la période est inférieure à dix fois la période de Helmholtz est amortie et déphasée par le grau.

$$T_H = \frac{2\pi}{F_H} \quad \text{avec} \quad F_H = \sqrt{g \frac{S_G}{L \cdot S_E}} \quad (9)$$

$F_h$  : fréquence de Helmholtz (Hz)

$S_G$  : section d'écoulement du grau ( $m^2$ )

$L$  : longueur du grau (m)

$S_E$  : surface de l'étang ( $m^2$ )

Il est possible d'estimer l'amortissement et le déphasage dans le grau d'une onde élémentaire prise en mer (Mehta & Ozsoy, 1978). Considérons une onde élémentaire de marée dans la lagune de pulsation ( $\omega$ ) et de déphasage ( $\phi$ ), nous pouvons l'exprimer par l'équation (10) en fonction de l'amortissement ( $\delta$ ) et du déphasage ( $\varepsilon$ ) de l'onde en mer. Ceux-ci dépendent de la fréquence adimensionnelle de forçage ( $\alpha$ ) et d'un facteur d'amortissement ( $\mu$ ) calculés à partir des caractéristiques du système (11). L'amortissement est alors calculé selon l'équation (12) et le déphasage selon l'équation (13).

Onde élémentaire de marée dans la lagune :

$$H_i(t) = H_0 \cdot \delta_i \cdot \cos(\omega_i t + \phi_i) - \varepsilon_i \quad (10)$$

$H_0$  : amplitude maximale de l'onde en mer

$H_i(t)$  : amplitude de l'onde  $i$  dans la lagune

Facteurs de forçage et d'amortissement :

$$\alpha = \frac{T_h}{T_i} \quad \mu = \frac{16\alpha^2\beta}{3\pi} \quad \text{avec} \quad \beta = \frac{\gamma H_{0i} S_E}{2L \cdot S_G} \quad \text{et} \quad \gamma = 1,05 + f_D \cdot \frac{L}{4h} \quad (11)$$

$\gamma$  : coefficient de frottement

$h$  : profondeur du grau (m)

$f_D$  : coefficient de friction de Darcy-Weisbach

Amortissement induit par le grau sur l'onde  $i$  :

$$\delta = \sqrt{\frac{[(1-\alpha^2)^4 + \mu^2]^{1/2} - (1-\alpha^2)^2}{1/2 \cdot \mu^2}} \quad (12)$$

Déphasage (en degrés) induit par le grau sur l'onde  $i$  :

$$\varepsilon = \tan^{-1} \left[ \frac{\mu \cdot \delta}{2(1-\alpha^2) \cdot (360/24T)} \right] \quad (13)$$



### 3.1.1.2. Forçages météorologiques

En plus des variations régulières liées aux ondes de marée, les niveaux d'eau sont également soumis à des variations irrégulières causées par des processus météorologiques. Ceux-ci ont à la fois un effet sur les oscillations du niveau d'eau en mer ainsi que directement sur la lagune. Dans le cas d'un système microtidal comme le complexe lagunaire palavasien, la marée bien qu'étant présente de façon permanente est de faible amplitude et peut être masquée par ces oscillations d'origine météorologiques. Deux types de phénomènes interviennent. Il s'agit de la pression atmosphérique s'exerçant et des effets liés aux vents.

La pression atmosphérique varie en permanence sous l'effet de mécanismes physiques et climatiques complexes. Lors d'une dépression, le poids de l'atmosphère s'exerçant sur une surface en eau devient plus faible et lui permet de s'élever. Inversement, une hausse de pression entraîne une baisse du niveau d'eau. En général on considère qu'une variation de pression de  $\pm 1$  mBar entraîne une variation du niveau de la mer de  $\pm 1$  cm.

Le vent est un élément fondamental de la dynamique lagunaire, d'autant plus dans le cas d'une lagune microtidale. En effet, en l'absence de courants de marée importants c'est le vent qui devient le moteur principal des courants intra-lagunaires. Le vent va mettre en mouvement la masse d'eau en l'entraînant par frottement à sa surface (les processus physiques sont détaillés dans le chapitre suivant, page 103). Le déplacement de ces masses d'eau va être contraint par la morphologie de la lagune et la circulation va ainsi s'organiser en une ou plusieurs cellules distinctes. Le sens de rotation de ces cellules est lié à la direction du vent (Figure 3.2 a). Lorsque le vent est établi dans une direction stable pour une certaine durée il va provoquer un basculement du plan d'eau (Figure 3.2 b). Si le vent s'arrête, le plan d'eau va alors revenir progressivement à son niveau moyen par un phénomène d'oscillation du bassin appelé seiche. Par ailleurs, le vent influence aussi le niveau d'eau en mer, il va ainsi agir également de façon indirecte sur la lagune.

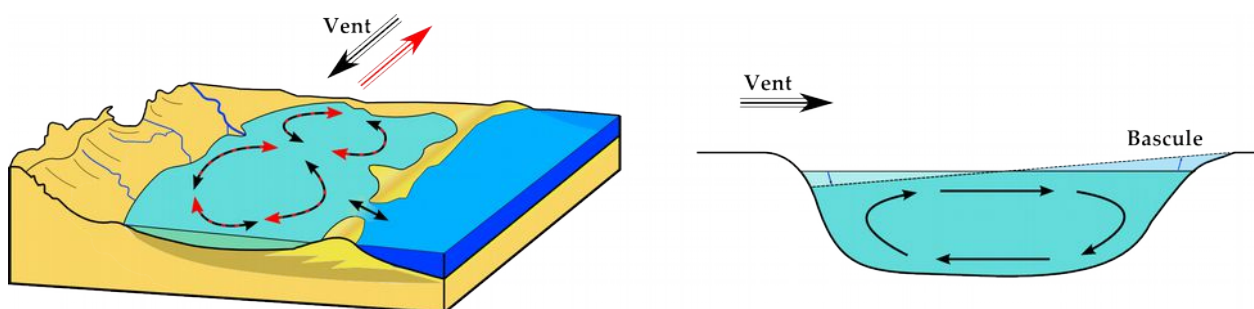


Figure 3.2: Effets du vent sur la circulation des eaux lagunaires. a) cellules de circulations b) coupe et bascule du plan d'eau.

Dans la Région Languedoc-Roussillon, un exemple de l'influence des vents sur les lagunes sont les épisodes classiques de vent de terre et vent de mer (Colin, 2009). Le vent de terre (Mistral et Tramontane) engendre un basculement du plan d'eau lagunaire qui va s'élever du côté du grau. Dans le même temps, de l'autre côté du cordon littoral, le vent va repousser la mer vers le large et abaisser son niveau à la côte. Les débits dans le grau deviennent ainsi sortant quel que soit le moment de la marée. Inversement lors des épisodes de vents marins (de secteur Sud, Sud Est pour les étangs palavasiens), l'entrée d'eaux marines dans la lagune est facilitée.

### 3.1.1.3. Les vagues

Les vagues sont des ondes de surface générées par le vent et entretenues par la gravité. Elles peuvent être caractérisées par leur hauteur ( $H$ ), leur longueur d'onde ( $\lambda$ ), leur période ( $T$ ) et leur vitesse de propagation ( $c$ ) (équations 14). Ces paramètres dépendent de la distance d'action du vent sur la surface d'eau (fetch) et de la durée durant laquelle il souffle.

$$\begin{aligned} \text{Profondeur importante } c &= \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{g/k} & \text{avec : } \omega &= \frac{2\pi}{T} \text{ pulsation} \\ \text{Profondeur faible } c &= \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k} = \sqrt{g \cdot h} & \text{et } k &= \frac{2\pi}{\lambda} \text{ nombre d'onde} \end{aligned} \quad (14)$$

Lorsque la profondeur est importante par rapport à la hauteur de vagues ( $h \gg H$ ), les particules se déplacent de façon circulaire dans la colonne d'eau. En eaux peu profondes, les vagues sont contraintes par le fond et les particules se déplacent alors en formant une ellipse (Figure 3.3). Ce mouvement est caractérisé par une vitesse orbitale (équation 15) qui peut être estimée pour les profondeurs très inférieures à la longueur d'onde ( $h \ll \lambda$ ) par l'équation (16). La vitesse orbitale des vagues est un paramètre essentiel pour la dynamique sédimentaire car elle exerce près du fond une contrainte susceptible d'entraîner une érosion (voir 3.1.2.2 page 80).

$$U_b = \frac{\pi H}{T \sinh(2\pi h/\lambda)} = \frac{\omega H}{2 \sinh(k \cdot h)} \quad (15)$$

$$U_b = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad \text{si } h \ll \lambda, \quad h \ll \frac{3gT^2}{4\pi^2} \quad (16)$$

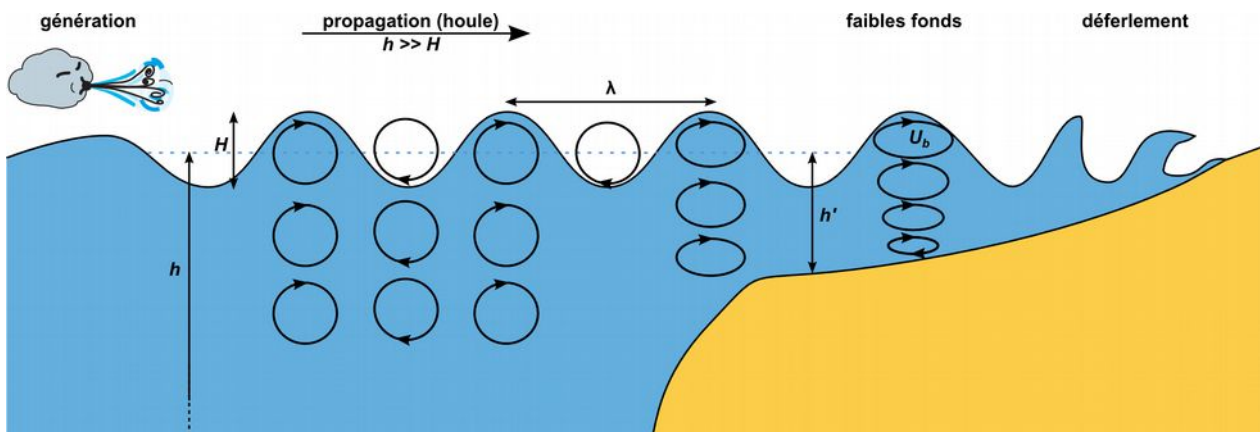


Figure 3.3: Schéma de propagation des vagues et déplacements orbitaux des particules d'eau

Ces principes théoriques sont valables pour une onde unique bien définie. Dans le milieu naturel, les vents sont variables tant en force qu'en direction dans le temps. Le plan d'eau présente alors un spectre constitué de la somme de différentes vagues. Ce spectre de vague peut être caractérisé par une hauteur significative ( $H_s$ ) correspondant à la moyenne du tiers supérieur de la distribution des hauteurs de vagues. Une période ( $T_r$ ) et une vitesse orbitale ( $U_{br}$ ) représentatives du spectre peuvent être calculées.

### 3.1.2. Dynamique sédimentaire en milieu côtier peu profond

Les processus sédimentaires dans les milieux côtiers peu profonds peuvent être répartis en trois compartiments distincts : la masse d'eau, l'interface eau-sédiment et le sédiment (Figure 3.4). Au sein de la masse d'eau, les processus de transport des particules en suspension dépendent directement des conditions hydrodynamiques de la lagune et des caractéristiques des particules. À l'interface eau-sédiment se produisent les phénomènes d'érosion et de dépôt du sédiment. À l'intérieur du compartiment sédimentaire, la structure se modifie pour se consolider progressivement. Enfin, le compartiment biologique de l'écosystème est susceptible d'interagir avec les processus physiques de la dynamique hydrosédimentaire.

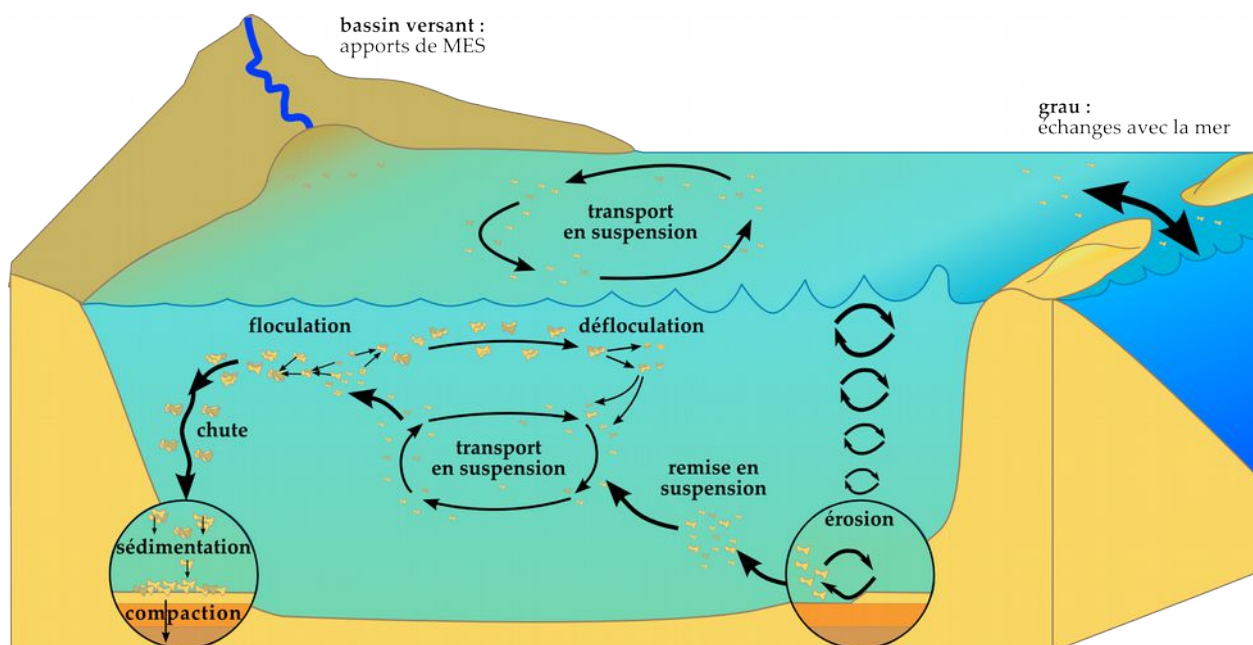


Figure 3.4: Principaux processus du fonctionnement hydrosédimentaire d'une lagune.

#### 3.1.2.1. Mécanismes de transport, floculation et défloculation

Le transport de particules sédimentaires dépend essentiellement du diamètre de ces particules et de la vitesse des courants (Figure 3.5). Ce transport peut intervenir près de l'interface eau-sédiment par charriage ou saltation des grains pour les particules grossières (sables, graviers). Il peut également s'effectuer en suspension dans la masse d'eau ; en dehors d'épisodes de forte agitation cela concerne surtout la fraction fine (silts). Les particules en suspension se déplacent dans les trois directions de l'espace. Les déplacements horizontaux sont générés par la circulation hydrodynamique générale de la lagune (advection et diffusion). Les déplacements verticaux résultent de leur vitesse ascendante (courants et turbulence) ainsi que de leur vitesse de chute (gravité).

La vitesse de chute des particules est un paramètre déterminant. Elle est communément considérée comme une fonction de la taille des particules, de leur densité, de leur concentration dans le fluide et de la turbulence (Dyer & Manning, 1999). La taille et la densité des particules dans la masse d'eau peut varier par agrégation (floculation) ou fragmentation (défloculation). La floculation est favorisée par une faible turbulence et une augmentation de la salinité. Inversement, la fragmentation est favorisée par une forte turbulence. L'augmentation de la concentration en matières en suspension dans la masse d'eau a tendance à renforcer la floculation jusqu'à un certain

seuil à partir duquel les collisions entre particules induisent une fragmentation (Mikes et al., 2004). Compte-tenu de l'ensemble de ces processus, la détermination de la vitesse de chute n'est pas évidente. Elle repose souvent sur des formulations empiriques selon le type de milieux étudié (van Leussen, 1994). Une formule théorique proposée par Stokes permet de calculer cette vitesse de chute pour le cas idéal d'une particule sphérique (de diamètre  $\varphi$ ) circulant dans un flux laminaire avec un fluide de viscosité  $\eta$  (équation 17).

$$W_c = \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \cdot g \cdot \frac{\varphi^2}{\eta} \quad (17)$$

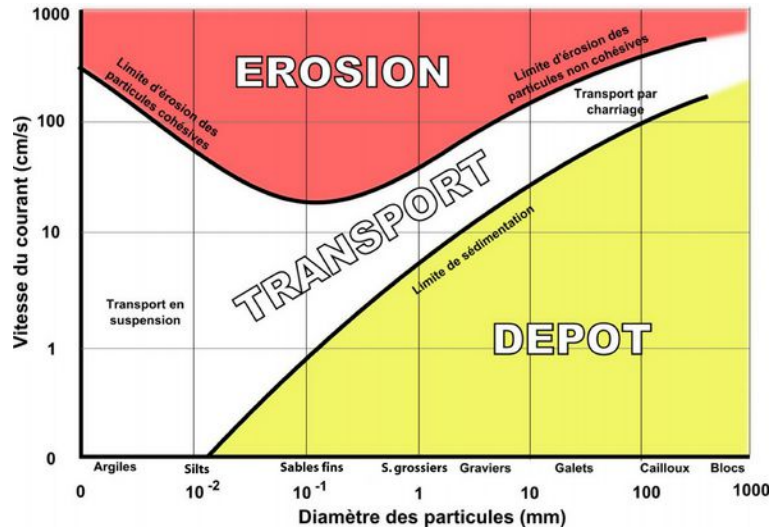


Figure 3.5: Transport, érosion et dépôt des sédiments en fonction de la taille des particules et de la gamme de vitesse des courants de la masse d'eau (diagramme de Huljstrom).

### 3.1.2.2. Mécanismes d'érosion du sédiment

L'érosion du fond se produit lors de la remise en suspension d'une partie du sédiment (fluide ou consolidé) qui le constitue (Partheniades, 1965). Cette remise en suspension est la conséquence des forces de cisaillement ( $\tau_b$ ) induites par le fluide en mouvement à l'interface eau-sédiment. Le processus d'érosion est en général envisagé comme étant dépendant d'un seuil défini : la tension critique d'érosion ( $\tau_{ce}$ ). En dessous de ce seuil, les contraintes de cisaillement sont insuffisantes pour remettre en suspension le sédiment.

La contrainte de cisaillement au fond ( $\tau_b$ ) est causée d'une part par les courants ( $\tau_c$ ) et d'autre part par les vagues ( $\tau_w$ ) (équation 18). Dans le cas de milieux peu profonds et confinés tel que les lagunes, les courants sont souvent faibles. Les tensions induites par les vagues sont alors considérées comme étant un forçage dominant par rapport aux tensions générées par les courants (Fiandrino & Verney, 2010).

$$\tau_b = \tau_c + \tau_w \quad \text{pour les lagunes microtidales} \quad \tau_c \ll \tau_w \quad \text{d'où} \quad \tau_c \simeq \tau_w \quad (18)$$

La tension de cisaillement au fond induite par les vagues peut être calculée à partir de la vitesse orbitale de la houle ( $U_{br}$ ) et d'un facteur de frottement ( $f_w$ ) selon la formulation proposée par Jonsson en 1966 (équation 19).

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_{br}^2 \quad (19)$$

En milieu côtier, l'écoulement est généralement turbulent près du fond, le facteur de frottement peut donc être estimé d'après la longueur d'excursion des particules au fond sous l'effet du mouvement orbital ( $A_p$ ) et la rugosité du fond ( $z_0$ ) tel que dans l'équation (20) (Soulsby et al., 1993). Ce qui nous donne pour la tension de cisaillement l'équation (21) en prenant en considération les paramètres représentatifs d'un spectre de vague ( $U_{br}$  et  $T_r$ ).

$$f_w = 1,39 \left( \frac{A_p}{z_0} \right)^{-0,52} \quad \text{avec} \quad A_p = \frac{H}{2 \sinh(kh)} = \frac{U_b T}{2\pi} \quad (20)$$

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho \left[ 1,39 \left( \frac{U_{br} T_r}{2\pi z_0} \right)^{-0,52} \right] U_{br}^2 \quad (21)$$

La rugosité du fond ( $z_0$ ) est dépendante de la granulométrie, de la structure (consolidée ou liquide) et de la forme (lisse ou ridée) du sédiment de surface (Trembanis et al., 2004). Des travaux menés sur divers types de fonds marins et côtiers permettent d'estimer cette rugosité (Soulsby, 1997 ; tableau 3.1).

**Tableau 3.1: Estimation de la rugosité pour différents types de fonds (d'après Soulsby, 1997)**

Type de fond	Vase	Sable/vase	Sable/silts	Sable/coquilles	Sable lisse	Sable ridé	Gravier
$z_0$ (mm)	0,2	0,7	0,05	0,3	0,4	6	3

La contrainte critique d'érosion est fonction des caractéristiques du sédiment (granulométrie, concentration, parts organiques et minérales) et peut donc varier en fonction des modifications intervenants dans le sédiment de surface. Elle peut être estimée par différentes formulations empiriques ou par des mesures directes. Différentes méthodes de mesures donnent en général des seuils d'érosion comparables à condition d'être normalisés (Tolhurst et al., 2000).

L'estimation du flux d'érosion nécessite la connaissance de cette contrainte critique d'érosion et des contraintes de cisaillement à l'interface. Ce calcul peut être effectué avec la formule proposée par Partheniades en 1965 (équation 22). Notons que cette formulation fait intervenir deux constantes empiriques, la puissance à l'excès de contrainte ( $\alpha$  en général égale à 1) et le taux d'érosion  $E_0$ . L'estimation du taux d'érosion à partir de mesures in situ demeure un problème complexe, qui peut donner des valeurs différentes selon les appareils. Celles-ci semblent dues à la surface prise en compte par l'appareil au pas de temps de mesure et à la durée de déploiement (Tolhurst *et al.*, 2000).

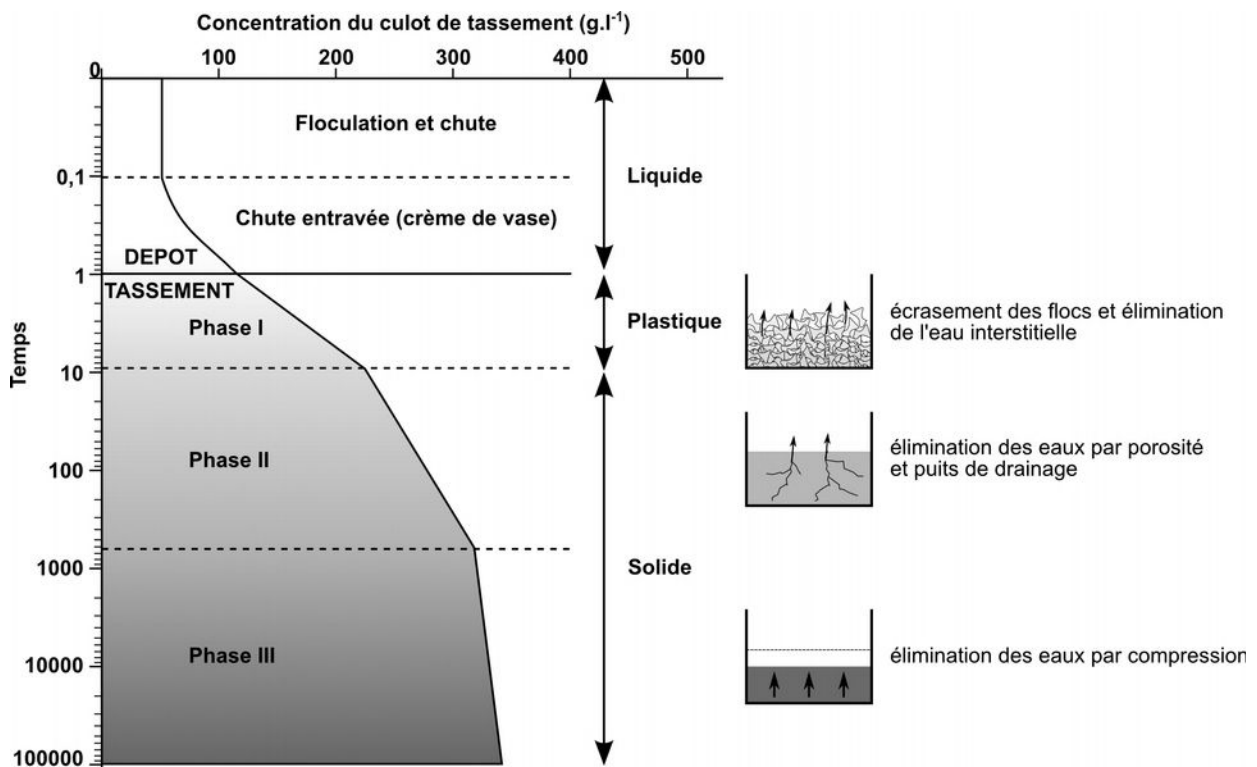
$$E = E_0 (\tau_w - \tau_{ce})^\alpha \quad (22)$$

### 3.1.2.3. Mécanismes de dépôt sédimentaire et consolidation

Lorsque la vitesse de chute des particules devient prépondérante par rapport aux forces ascendantes elles vont sédimenter et se déposer sur le fond. Le flux de dépôt sédimentaire dépend de la concentration de particules en suspension ( $C_{MES}$ ), de leur vitesse de chute ( $W_c$ ) ainsi que de la vitesse de frottement de la masse d'eau sur le fond ( $U^*$ ) ayant un seuil critique ( $U_d^*$ ) au-delà duquel le dépôt n'est plus possible. Ce flux de dépôt se définit par l'équation (23).

$$D = W_c C_{MES} \left( 1 - \frac{U^{*2}}{U_d^{*2}} \right) \quad (23)$$

A l'interface eau-sédiment, le milieu présente un aspect liquide, parfois crémeux (la « crème de vase »), dans lequel la chute des particules peut être ralentie. Puis le sédiment va lentement expulser son eau interstitielle sous l'effet de son propre poids. Il pèse également sur les couches plus anciennes et provoque leur tassement (Figure 3.6). La compaction des sédiments s'accompagne d'une évolution de leur structure (Migniot, 1989). La teneur en eau et la porosité diminuent tandis que les grains se réorganisent en augmentant la cohésion du sédiment qui passe progressivement à un état plastique puis solide. La vitesse de tassement et de consolidation d'un sédiment est liée aux caractéristiques des particules qui le constituent (Mitchener & Torfs, 1996).





### 3.1.2.4. Influence du compartiment biologique sur la dynamique sédimentaire

En plus des processus physiques que nous venons d'évoquer, il faut garder à l'esprit que la lagune est un milieu vivant qui interagit avec la dynamique hydrosédimentaire (Widdows & Brinsley, 2002). Les organismes benthiques vivants sur ou dans le sédiment en modifient la structure (Figure 3.7). Ces processus de bioturbation modifient ainsi la vitesse de tassement du sédiment et diminuent leur résistance face aux contraintes d'érosion (Orvain et al., 2003 ; Mermillod-Blondin et al., 2005). D'autres organismes protègent le sédiment de l'érosion tels que les biofilms ou des macrophytes à la surface du sédiment (Lundkvist et al., 2007 ; Tolhurst et al., 2008). Les herbiers de phanérogames ont une influence complexe sur la dynamique sédimentaire longuement discutée dans le cas du bassin d'Arcachon (Ganthy, 2011). Ils stabilisent le sédiment par l'enracinement de leurs rhizomes et peuvent conduire lors de leur période de croissance à une sédimentation accrue.

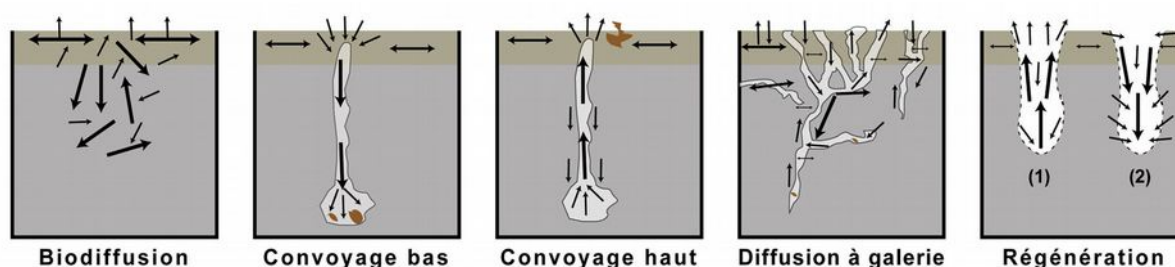


Figure 3.7: Différents modes de bioturbation du sédiment par les organismes benthiques.

## 3.2. Matériels et méthodes

### 3.2.1. Instrumentation mise en œuvre

Afin de qualifier et quantifier les processus physiques (hydrodynamiques et sédimentaires) dans le système lagunaire palavasien, un suivi in situ a été effectué à l'aide de différents appareils. Ces instruments ont été déployés soit pour un suivi continu (jusqu'à deux ans de mesures) soit pour des périodes plus courtes (quelques semaines). Étant donné les spécificités du milieu étudié, notamment la forte productivité biologique, ils ont été soumis à une biosalissure (fooling) importante qui peut parfois brouiller voir occulter totalement le signal. Malgré un suivi et un nettoyage régulier (toutes les trois à quatre semaines en hiver et à une fréquence supérieure l'été) des périodes sans données subsistent tout de même dans les enregistrements.

#### 3.2.1.1. Stations altimétriques Altus

L'altimètre ALTUS (ALTimètre à Ultrasons Submersible) est constitué d'un écho-sondeur acoustique de précision couplé à un capteur de pression (Bassoullet et al., 2000). Il mesure conjointement l'élévation du sédiment et la hauteur d'eau à haute fréquence (2 Hz) ce qui permet d'enregistrer les processus à une échelle temporelle fine. Grâce à une capacité mémoire importante et une relève des données sur le terrain par un stylo magnétique (*Data Pencil*), il est également possible de le déployer pour des campagnes de suivi à long terme.

L'écho-sondeur acoustique fonctionne avec une fréquence d'émission de 2 MHz. L'énergie acoustique de retour est acquise selon quatre seuils distincts dont les temps de trajets sont convertis en distance. Ces seuils permettent de différencier plusieurs interfaces. Dans le cas d'un

fond consolidé sans végétation, les quatre seuils donnent idéalement la même distance qui correspond à la distance entre le sondeur et le sédiment. Lors de la présence d'interfaces distinctes au dessus du sédiment consolidé (par exemple : une couche de crème de vase, de la végétation ou des particules en suspension) ces seuils permettent d'apprécier les différentes interfaces (Figure 3.8). La résolution des mesures altimétriques du sédiment est de 0,6 mm avec une précision de  $\pm 2$  mm.

Le capteur de pression est capable d'enregistrer la hauteur d'eau avec une fréquence de 2 Hz. L'intérêt du dispositif est d'enregistrer le spectre de vagues qui est ensuite traité par une routine *Matlab*® pour déterminer les paramètres caractéristiques des vagues ( $H_{sig}$ ,  $T_m$ ,  $T_r$ ,  $U_{br}$ ) et la tension exercée par les vagues sur le fond ( $\tau_w$ ). La résolution des mesures de hauteur d'eau est de 20 mm avec une précision de  $\pm 60$  mm.

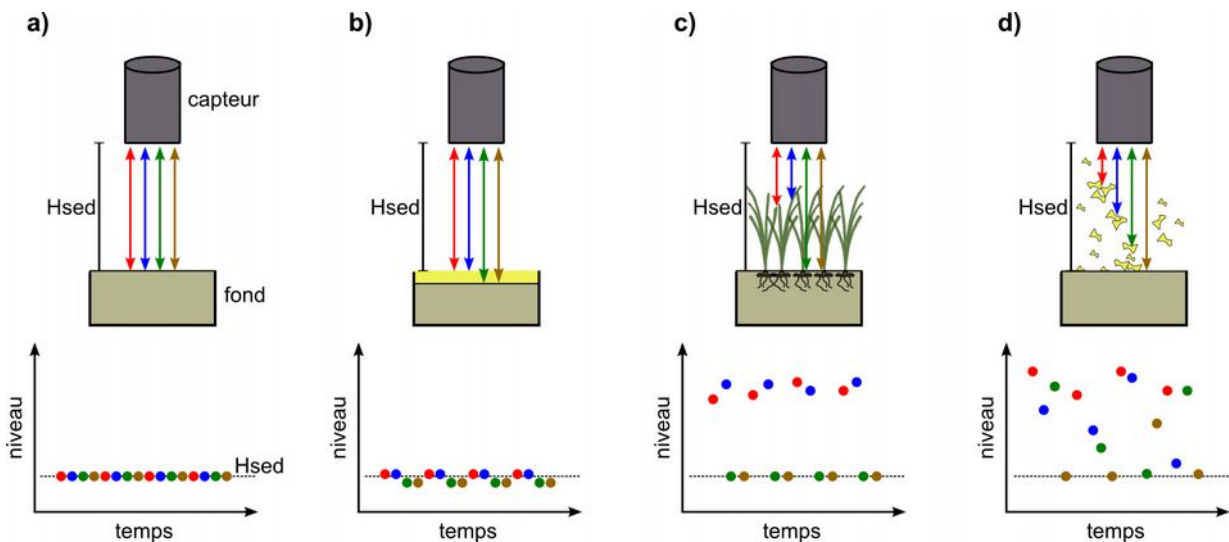


Figure 3.8: Principe de détection du fond sédimentaire par l'altimètre ALTUS et intérêt des quatre seuils de détection face à différents réflecteurs. (a) sédiment stable nu. (b) couche sédimentaire de faible densité à l'interface. (c) végétation aquatique. (d) floes en suspension.

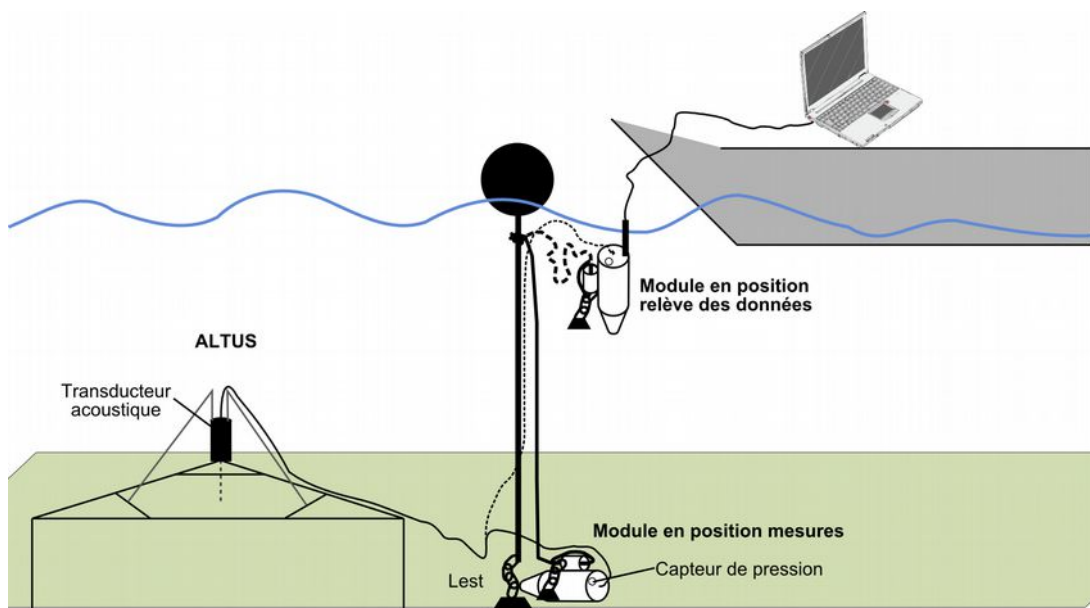


Figure 3.9: Schéma du système de déploiement et de relève des données Altus dans les lagunes palavasiennes.



Quatre stations ALTUS ont été utilisées dans cette étude (voir 3.2.2 page 87). L'écho-sondeur est fixé sur une structure triangulaire ancrée dans le sédiment, le capteur de pression est déporté dans un module (intégrant les batteries, la mémoire et l'interface de communication) et relié par un câble au sondeur (Figure 3.9). Ce module est lesté afin d'assurer sa stabilité au fond et relié par une corde coulissante à une bouée elle-même lestée permettant la décharge des données en surface (excepté pour l'étang de l'Arnel où en raison de la faible profondeur le module est fixé au trépied). L'ensemble des appareils ont été paramétrés pour une acquisition à la fréquence de 2 Hz par salves de 520 mesures (soit 4:20 minutes) toutes les 15 minutes.

### 3.2.1.2. Courantomètres ADCP

Les courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP) sont classiquement utilisés pour mesurer les courants par rétrodiffusion dans la masse d'eau et les particules en suspension d'un signal acoustique. Ils permettent de mesurer des profils 3D de courants dans une masse d'eau. Les appareils utilisés dans le cadre de l'observation in situ des étangs palavasiens et de l'étang de l'Or sont de type *Workhose Sentinel* conçu par RDI-Teledyne (Figure 3.10). L'appareil est muni de quatre transducteurs acoustiques émettant à une fréquence de 1200 kHz. Il est fixé au fond à l'aide d'un trépied semblable à ceux utilisés pour les ALTUS, en l'enfonçant au maximum dans le sédiment (hors capteurs) afin de maximiser l'épaisseur de la couche d'eau mesurée. Un capteur de pression est intégré au centre des transducteurs afin de mesurer l'évolution de la distance par rapport à la surface d'eau au cours des mesures. Il mesure alors les profils de courants pour l'ensemble des profondeurs le long d'un profil vertical. Le pas de temps d'acquisition a été fixé à 10 minutes, concrètement l'appareil envoie des impulsions (« pings ») toutes les 6 à 8 secondes et enregistre ensuite la moyenne des courants sur 10 minutes. La dimension verticale des cellules de mesures a été fixée à 5, 10 ou 20 centimètres en fonction du mode de configuration de l'appareil. L'objectif de ces mesures est de quantifier les courants dans le complexe lagunaire et d'acquérir des données pour la validation d'un modèle hydrodynamique.

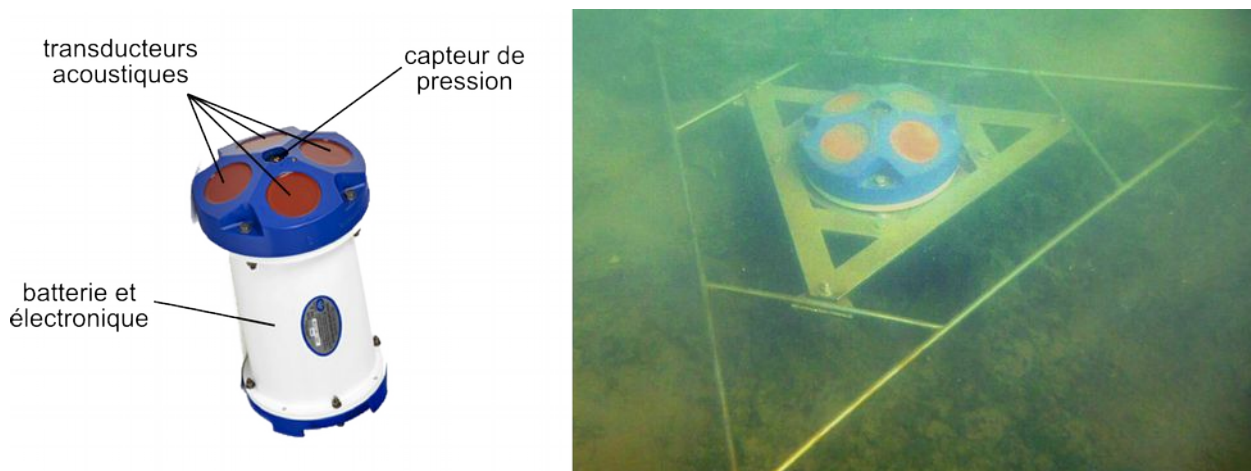


Figure 3.10: Présentation d'un courantomètre 3D-ADCP et vue lors d'un déploiement.

### 3.2.1.3. Sondes multiparamètres - turbidité

Deux sondes multiparamètres MS5-Hydrolab ont équipé successivement différentes stations de mesures ALTUS. Ces sondes sont équipées de capteurs de température, de salinité et de turbidité mesurant ces variables à environ 15 cm du fond (la sonde est fixée sur le trépied supportant l'ALTUS) toutes les 15 minutes. Une des sondes est également équipée d'un capteur de pression permettant de suivre la hauteur d'eau.

Les données de salinité et de températures ont pour objectif de servir à la validation du modèle hydrodynamique et d'acquérir une connaissance de la variabilité de ces paramètres à une échelle temporelle plus fine (actuellement seul un suivi mensuel est réalisé). Le capteur de température couvre une gamme de  $-5$  à  $50^{\circ}\text{C}$  avec une précision de  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ . La sonde de salinité couvre une gamme de 0 à 70 ‰ avec une précision de  $\pm 0,2$  ‰.

La turbidité constitue un défaut de transparence de l'eau, elle dépend en grande partie de la présence de particules en suspension. La méthode la plus simple pour l'estimation de la quantité de matières en suspension est d'effectuer des prélèvements d'eau qui sont ensuite filtrés, séchés et pesés. Cette méthode est cependant difficilement applicable pour un suivi en continu sur une longue période. L'utilisation d'une sonde optique de turbidité permet de faciliter un tel suivi. Cependant, deux contraintes s'appliquent dans ce cas. Premièrement le capteur optique possède une forte sensibilité aux biosalissures ; pour y remédier le capteur de la sonde MS5 est muni d'un balai auto-nettoyant permettant de les retirer en cours de déploiement<sup>4</sup>. Ce système est indispensable étant donné la forte productivité biologique des étangs palavasiens, néanmoins cela se fait au détriment de l'autonomie énergétique de la sonde. Deuxièmement, la mesure de turbidité ne donne pas accès directement aux matières en suspension mais est exprimée en Volts (réponse du capteur) ou bien en NTU (Nephelométric Turbidity Unit). Il est donc nécessaire d'effectuer pour chacune des sondes un étalonnage permettant de relier les données mesurées aux concentrations de matières en suspension.

La sonde de turbidité utilisée permet une large gamme de mesure de 0 à 3000 NTU avec une précision de  $\pm 3\%$  dans les faibles turbidités ( $< 400$  NTU) et de  $\pm 5\%$  pour les turbidités plus élevées d'après les données du constructeur. Les sondes ont été calibrées en NTU avant leur déploiement à partir de solutions standard du commerce. Elles ont ensuite été étalonnées séparément au cours de la période de déploiement à partir de sédiment prélevé à proximité de la station de mesure OR2 dans l'étang de l'Or (voir carte 3.12 page 88) durant l'hiver 2010-2011. L'étalonnage a été réalisé en laboratoire sur une gamme de 0 à 1000 NTU qui a été considérée comme acceptable compte-tenu de la connaissance visuelle du milieu. Notons également qu'au-delà de 1000 NTU il devient difficile de maintenir une solution homogène avec un agitateur magnétique de laboratoire. Les sondes à étalonner ont été plongées dans un large béccher rempli d'eau déminéralisée dans lequel le sédiment a été ajouté progressivement sous une agitation suffisante pour maintenir une solution homogène. A intervalles réguliers, une partie de la solution a été prélevée pour déterminer la quantité de matières en suspension (MES). Pour chaque prélèvement, la valeur en NTU affichée par la sonde a été notée, puis la solution a été filtrée, séchée et pesée par triplicatas. Les filtres préalablement tarés sont séchés durant 48 heures en étuve à  $60^{\circ}\text{C}$  avant d'être pesés. Par division de la masse de sédiment sec par le volume de solution filtré on obtient alors la concentration en MES. La droite d'étalonnage de chaque sonde est ensuite obtenue par régression linéaire (Figure 3.11). Pour compléter cet étalonnage et vérifier l'absence de dérive des capteurs de turbidité, la concentration en MES a été mesurée par pesée

4 Les capteurs de salinité et température en sont par contre dépourvus ce qui les rend sensibles aux biosalissures.

selon le même protocole sur des prélèvements d'eau in situ effectués lors de la maintenance des stations de mesure.

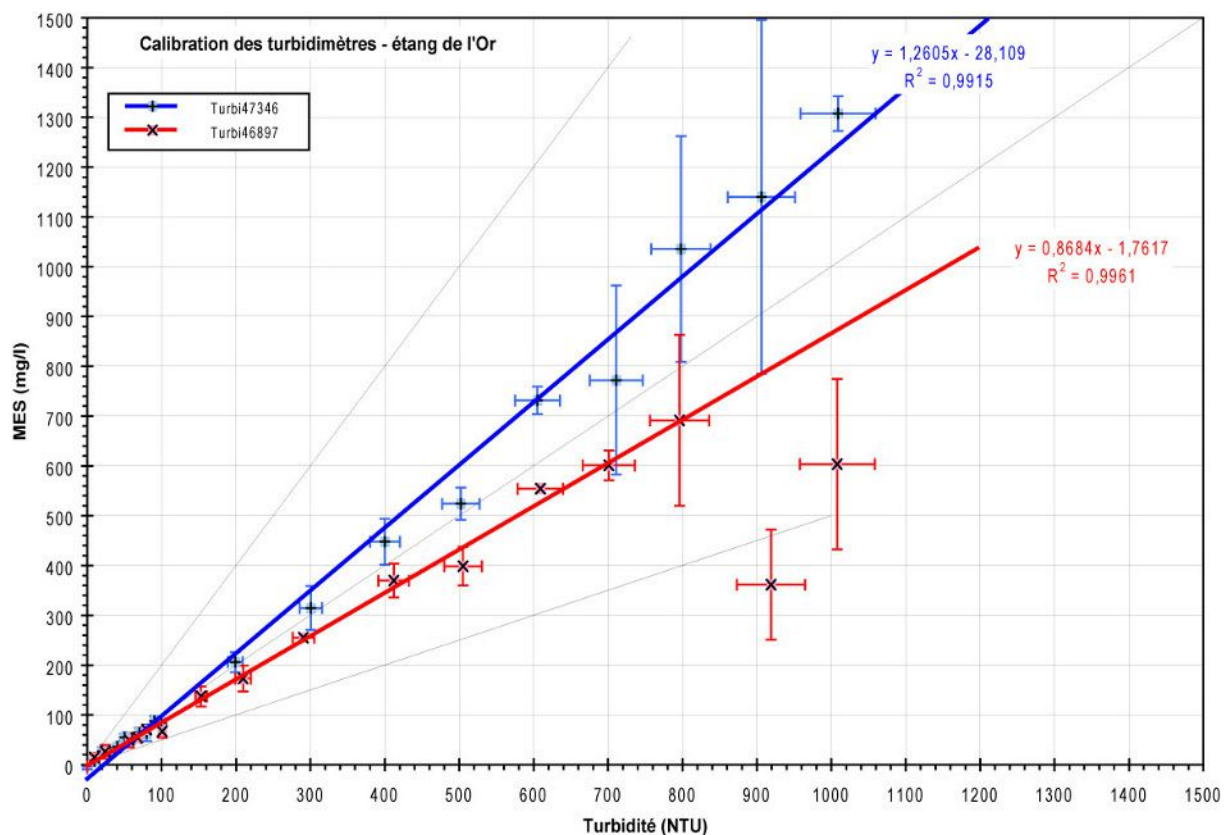


Figure 3.11: Droites d'étalonnage entre le signal mesuré par les turbidimètres (NTU) et la concentration en MES (mg/l).

### 3.2.2. Sites et périodes de mesure

#### 3.2.2.1. Localisation et périodes de suivi

Un suivi in situ des paramètres clés de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire a été mené. La campagne de mesures se base sur quatre stations principales localisées dans les étangs de Vic, de l'Or et de l'Arnel (VIC, OR1, OR2, ARN) ainsi que deux stations complémentaires (OR3 et OR4) sur l'étang de l'Or (Figure 3.12). Ces mesures sont complétées par un suivi réalisé par IX SURVEY sur l'étang du Prévost et en mer dans le cadre d'une étude des échanges mer-lagune (Robin & Pinatel, 2011) ainsi que par le suivi mensuel des paramètres physico-chimiques de l'eau effectué par le SYMBO (étang de l'Or) et l'Ifremer (étangs palavasiens) dans le cadre du Réseau de Suivi Lagunaire.

Les quatre stations ALTUS ont été positionnées sur des sites stratégiques identifiés à partir de l'analyse des données d'évolution bathymétrique. Les stations VIC et OR2 présentent une tendance au comblement sur le long terme (depuis 1868) ainsi que sur les périodes plus récentes. Elles sont localisées à environ une dizaine de mètres des carottages VIC10A et OR10D. Le site de l'étang de l'Arnel montre une situation stable sur le long terme, il est cependant en comblement sur le dernier demi-siècle. Enfin, la station OR1 a été positionnée sur un secteur en érosion.

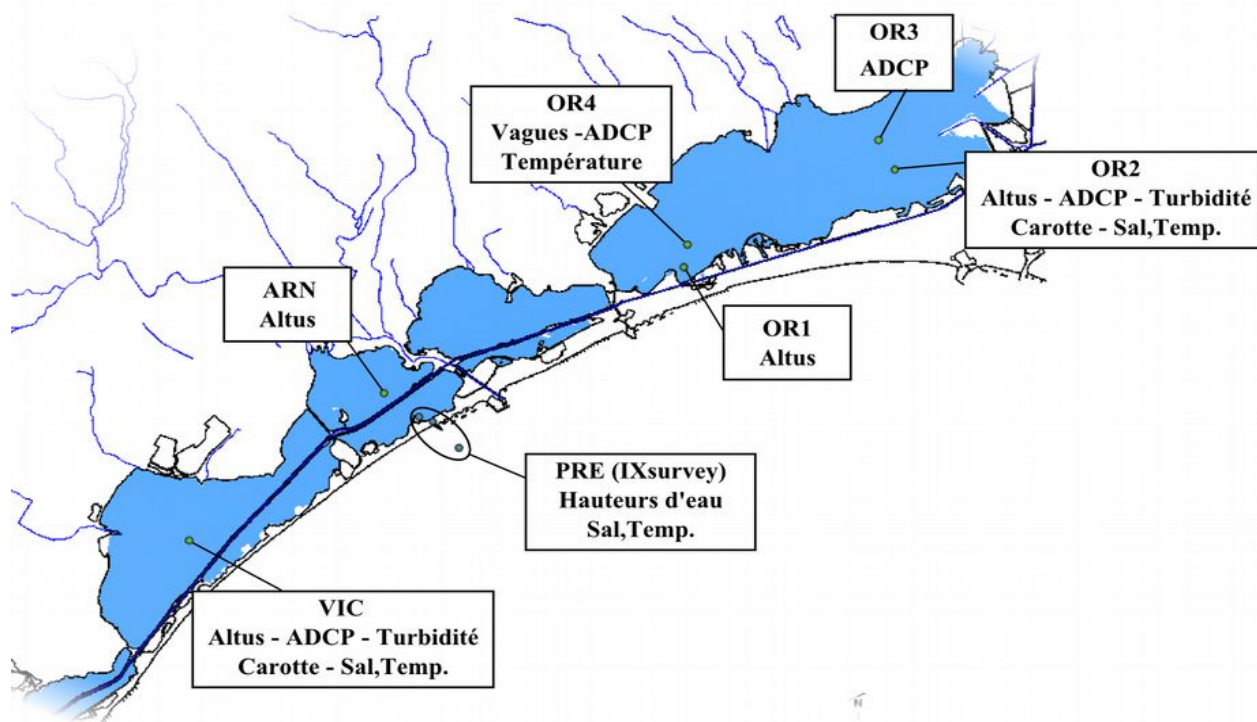


Figure 3.12: Localisation des stations de suivi de la dynamique hydrosédimentaire.

Le suivi altimétrique (ALTUS) était initialement envisagé sur une période de deux ans pour les stations VIC, OR1 et OR2. Malheureusement les appareils ont subi des dégradations. Les mesures pour la station OR1 ont ainsi dû être arrêtées en décembre 2010 ; elles se sont achevées en mai 2011 pour la station OR2 ; la station VIC a également été endommagée en fin de campagne (juin 2012). La station de l'étang de l'Arnel a quant à elle été acquise plus tard, elle a été déployée pour une durée d'une année à partir de mai 2011. Notons également que les mesures de niveau du sédiment présentent des lacunes probablement causées par la bio-salissure du transducteur malgré un nettoyage régulier. La mesure de hauteur d'eau est moins sensible à ce phénomène (Figure 3.13).

Les mesures de courants ont été effectuées sur des périodes plus courtes (un à deux mois) sur les stations OR2 et VIC. La validation en courants du modèle hydrodynamique s'étant avérée difficile à partir de ces mesures (voir 4) une nouvelle campagne a été menée en 2012. Ces mesures ont été réalisées sur les stations OR3 et OR4 choisies comme des zones de courants bien marqués (en intensité et direction) et spatialement homogènes à partir de simulations du modèle MARS. Préalablement, les courantomètres utilisés ont fait l'objet d'une maintenance approfondie et ont été intercalibrés dans le canal situé à proximité de la station Ifremer de Sète. Les résultats de cette calibration n'ont pas révélé de différence significative entre les deux appareils. Une sonde de vagues et température a également été positionnée à cette occasion sur la station OR4.

Le suivi de la turbidité et des paramètres physico-chimiques a été mené avec les sondes MS5 sur la période 2010-2011. Ces données présentent des lacunes liées à des problèmes de batterie de sondes.

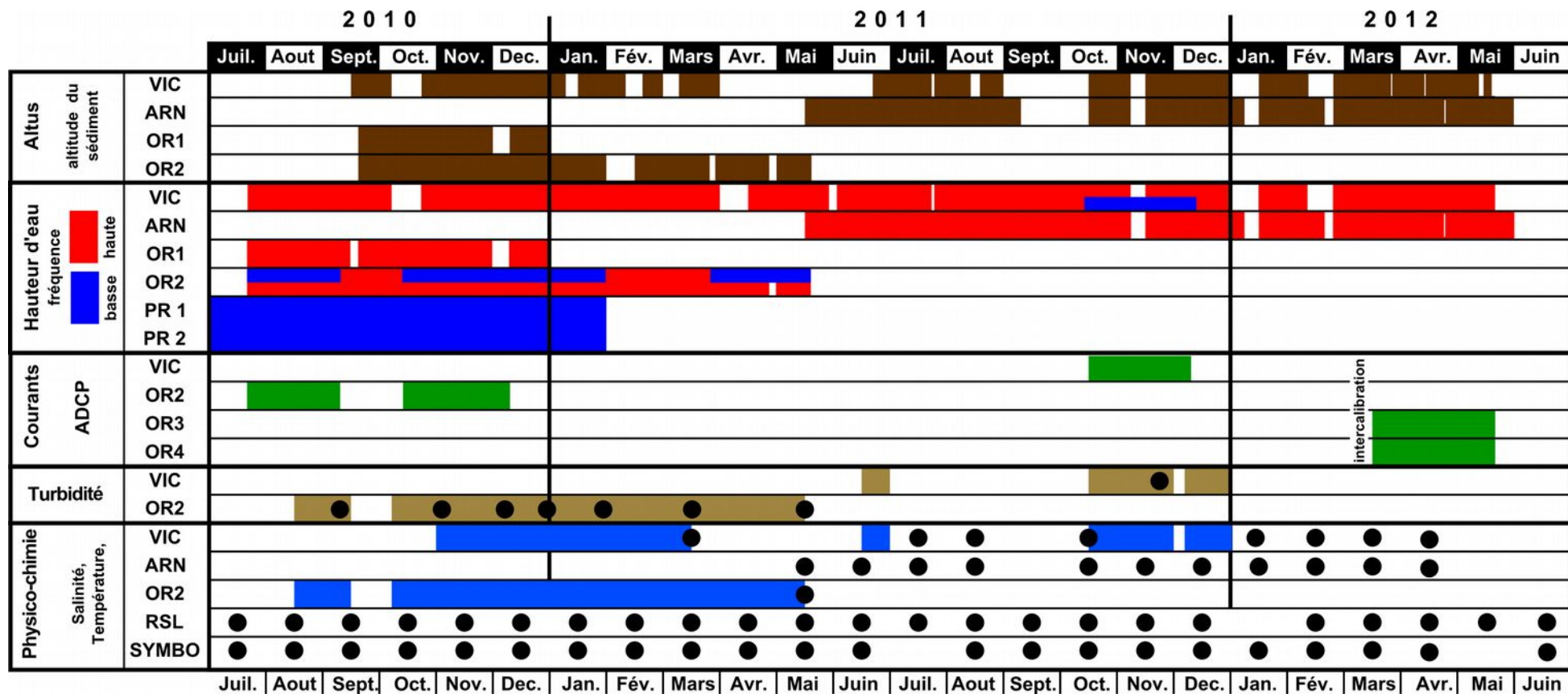


Figure 3.13: Calendrier récapitulatif des observations effectuées in situ. Les plages colorées indiquent un suivi continu et les points des mesures ponctuelles.



### 3.2.2.2. Caractérisation météorologique de la période de suivi

Les enregistrements météorologiques de la période de suivi *in situ* sont comparés aux valeurs normales mensuelles enregistrées à Montpellier-Fréjorgues (Figure 3.14). Au niveau des températures, les valeurs observées sont assez proche des normales. Cependant, le début de l'hiver 2010 a été globalement plus froid que la moyenne ; le printemps et l'automne 2011 légèrement plus chaud. Nous pouvons constater également un pic exceptionnel de basses températures lié à la vague de froid qui a traversé la France en février 2012. Au cours de cette période, la surface des étangs palavasiens et de l'étang de l'Or se sont retrouvées en partie gelées.

Au niveau des précipitations, la période investiguée apparaît comme plutôt sèche. Le cumul sur les 23 mois d'observation à Montpellier s'élève à 1161 mm contre 1230 mm pour une situation normale qui s'étendrait sur la même période. L'hiver 2011-2012 et le printemps 2012 sont particulièrement marqués avec cinq mois consécutifs en dessous des normales de précipitations. Quatre mois de la période étudiée montre cependant des précipitations supérieures à la normale. Les mois d'octobre et décembre 2010 sont en effet marqué par une série d'orages (11/10/2010, 24/10/2010, 30/10/2010, 19/12/2010 et 23/12/2010) à l'origine de faibles crues dans les bassins versants du Lez et de l'Or (temps de retour inférieur à un an). Le mois de mars 2011 est particulièrement humide (environ deux fois les précipitations normales), c'est durant cette période qu'est enregistrée la plus forte crue pour le bassin Lez-Mosson avec un débit journalier mesuré sur le Lez à Lattes de 48,1 m<sup>3</sup>/s le 16/03/2011 (temps de retour biennal) et sur la Mosson à Saint-Jean-de-Vedas de 90 m<sup>3</sup>/s (temps de retour environ décennal). Enfin, novembre 2011 est le mois le plus humide observé. Il est marqué par deux crues les 5-6 et 19-20 du mois. Il s'agit des crues les plus importantes observées sur le bassin de l'Or sur la période avec un débit journalier mesuré sur le Salaison de 9,4 m<sup>3</sup>/s le 5/11/2011 (temps de retour biennal).





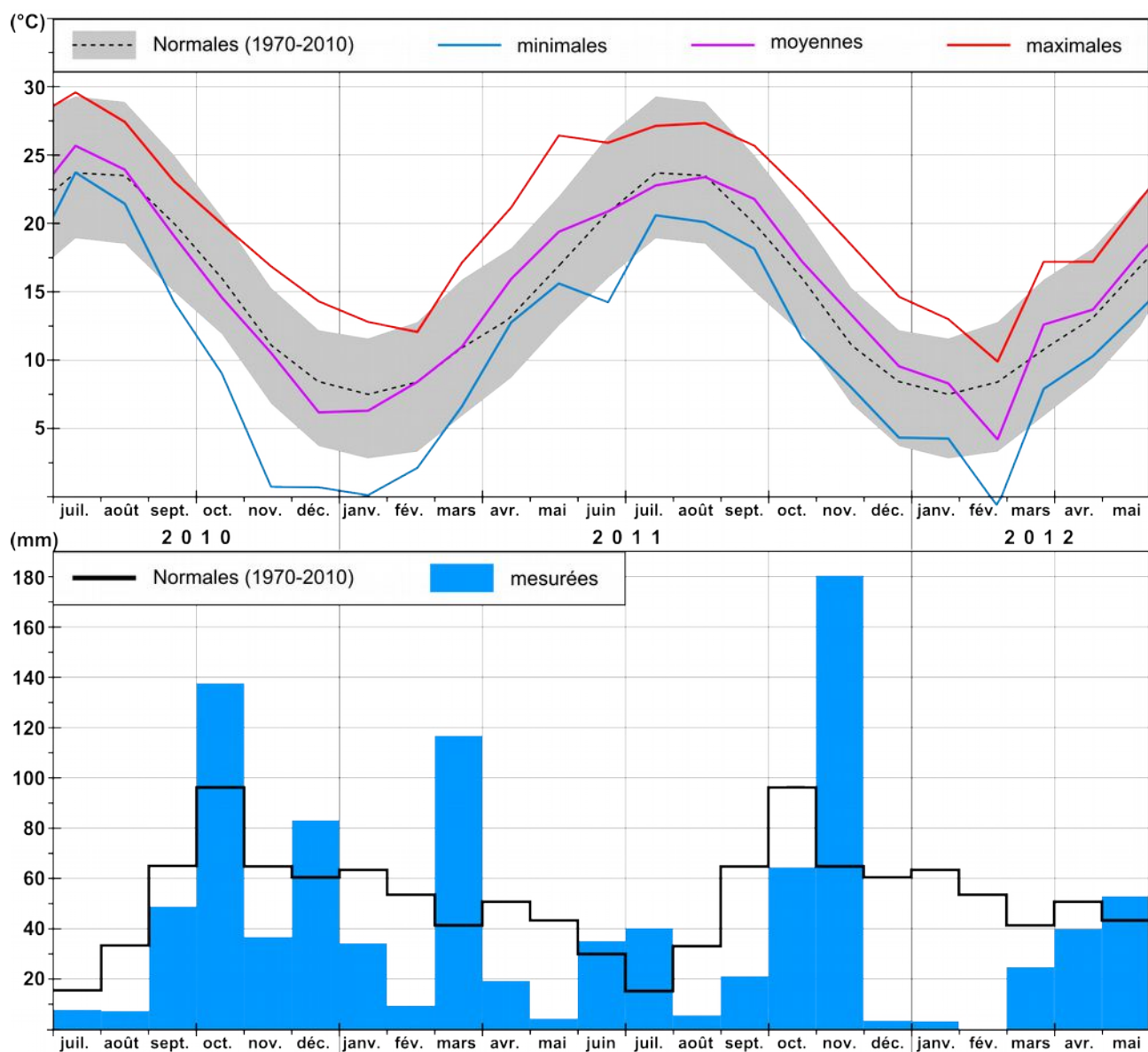


Figure 3.14: Comparaison des données climatologiques de la période de suivi avec les normales mensuelles.  
 (a) Température. (b) Précipitations.

### 3.3. Analyse générale des observations

#### 3.3.1. Hydrodynamique

Les variations de niveaux d'eau dans les lagunes apparaissent comme liées principalement aux conditions météorologiques. Le niveau d'eau en mer constitue un paramètre de forçage clé (Figure 3.15). Le passage par le grau à l'entrée des lagunes atténue les variations de courte période qui ne sont plus visibles dans la lagune. Les signaux de longue période sont bien reproduits, ils dépendent surtout de la pression atmosphérique qui est bien corrélée avec les signaux de hauteur d'eau dans les lagunes sur l'ensemble des mesures (Figure 3.16). Les apports des bassins versants en crue constitue également une source de variation pouvant augmenter le niveau dans la lagune de plusieurs dizaines de centimètres comme nous pouvons le voir ici au cours de la crue du 16 mars 2011.

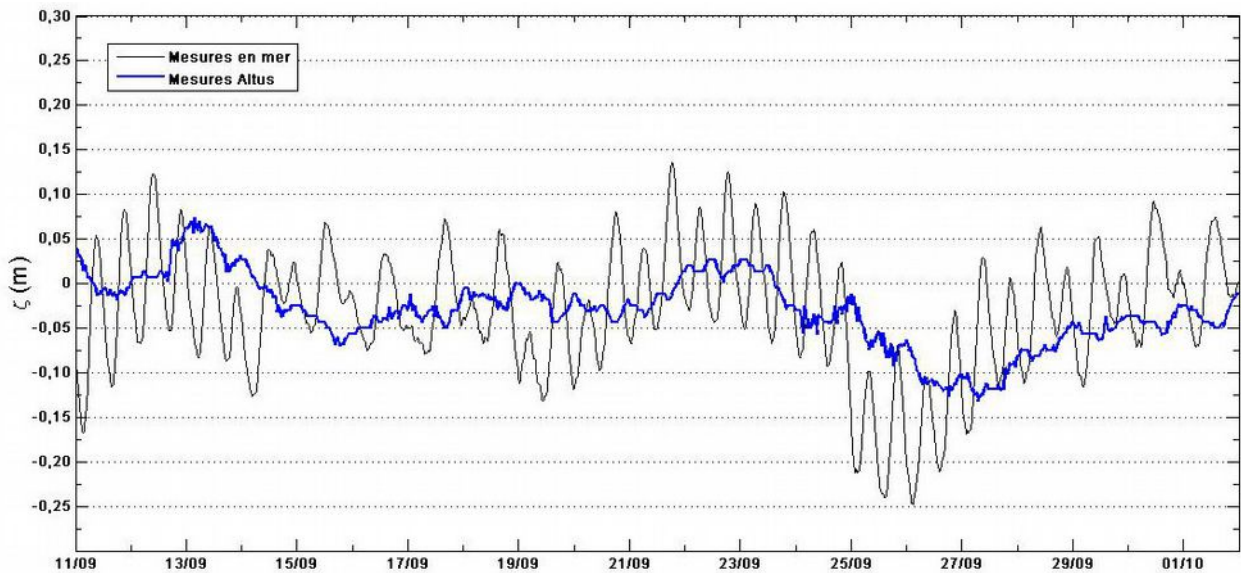


Figure 3.15: Évolution du niveau d'eau dans l'étang de l'Or par rapport aux forçages marins.

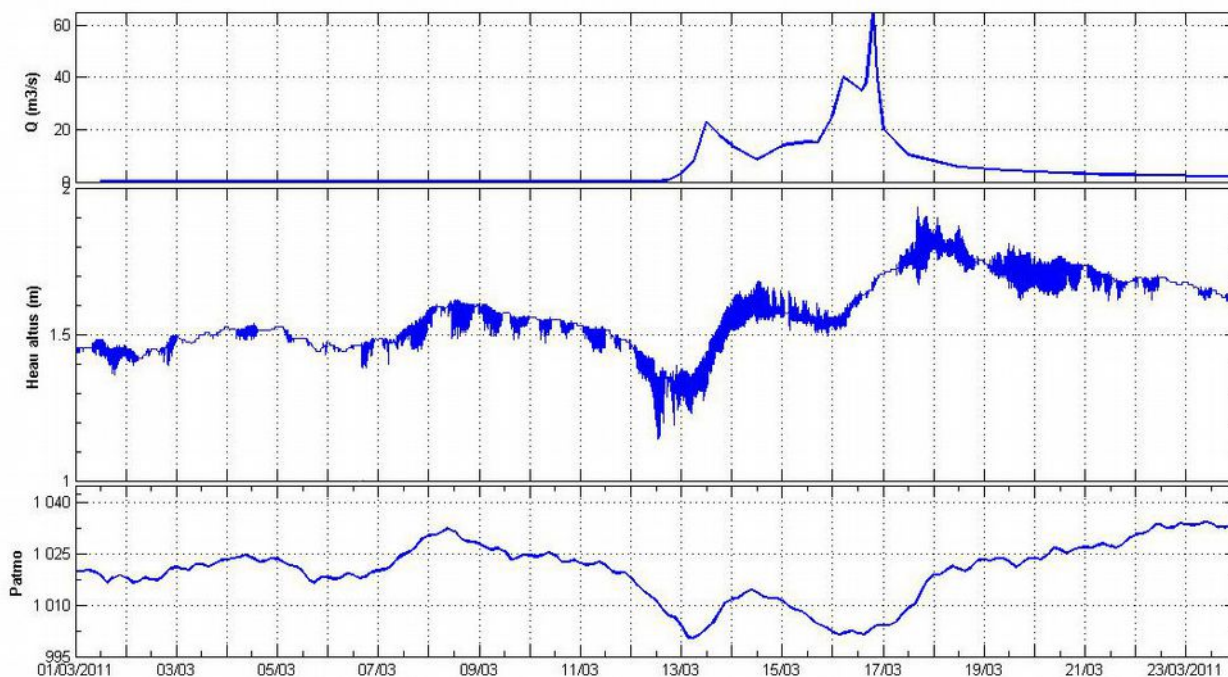


Figure 3.16: Évolution du niveau d'eau dans l'étang de l'Or par rapport aux forçages météorologiques.

### 3.3.2. Sédiment

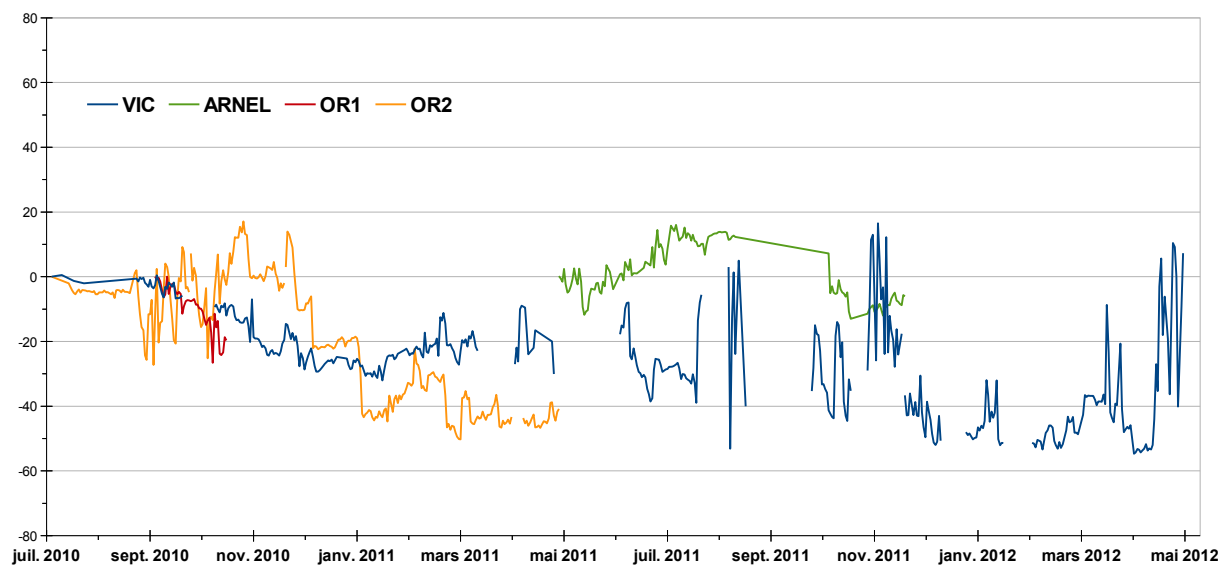
L'évolution générale du sédiment sur les 4 stations mesurées montre une tendance à l'érosion pour la période considérée (Figure 3.17). Les épisodes d'érosion semblent survenir majoritairement en période automnale et hivernale. Durant le printemps et l'été le niveau du sédiment est plus stable, les mesures sont cependant impactées par les bio-salissures sur ces périodes. La dynamique sédimentaire dans le complexe lagunaire palavasien semble donc suivre un cycle saisonnier, cependant la période de mesure limitée ne permet pas de l'affirmer avec certitude.

Pour l'étang de l'Or, les deux stations ont été choisies sur des sites montrant une dynamique opposée (érosion pour OR1 et comblement pour OR2). L'évolution montre pour les deux stations une évolution similaire pour l'automne 2010 avec une érosion de 20 millimètres environ. La station OR1 ayant subi des dégradations la comparaison à plus long terme des deux stations n'a pas pu être réalisée. Le sédiment sur la station OR2 montre cependant une grande variabilité où alternent des phases de dépôt et d'érosion. Sur la période suivante la station OR2 montre également une alternance d'érosion et de dépôts. Le sédiment semble ensuite se stabiliser au printemps 2011.

L'étang de Vic montre une phase d'érosion semblable à celle observée sur l'étang de l'Or entre septembre 2010 et janvier 2011. Ensuite, une séquence de dépôt est observée au début du printemps 2011. Le capteur est ensuite fortement impacté par les bio-salissures, le niveau semble néanmoins globalement stable jusqu'en novembre 2011. Une nouvelle période d'érosion se déroule ensuite durant l'hiver 2011-2012. Au printemps 2012 une tendance au comblement est observée malgré une nouvelle perturbation du capteur par les bio-salissures.

L'étang de l'Arnel n'a été suivi qu'à partir du printemps 2011. Il montre en période printanière et estivale un comblement marqué qui est très certainement associé à une dynamique

biologique. En effet, lors du suivi de terrain une croissance importante d'algues a pu être constatée durant cette période sur l'étang de l'Arnel. Ces dépôts sont ensuite érodés à l'automne 2011 puis restent globalement stables sur la fin de la période de suivi.



**Figure 3.17: Évolution du niveau du sédiment mesuré dans les étangs Palavasiens. Niveau moyen journalier (en mm) rapporté à la valeur initiale.**

### 3.4. Caractérisation des paramètres clés de la dynamique hydrosédimentaire

#### 3.4.1. Vagues

La mesure de vagues s'est déroulée sur quatre stations de mesures entre juillet 2010 et mai 2012. Seule la station VIC présente des données sur l'ensemble des deux années. Les hauteurs significatives de vagues sont extraites des données haute fréquence de hauteur d'eau par l'Altus enregistrées avec le niveau du sédiment (Figure 3.18).

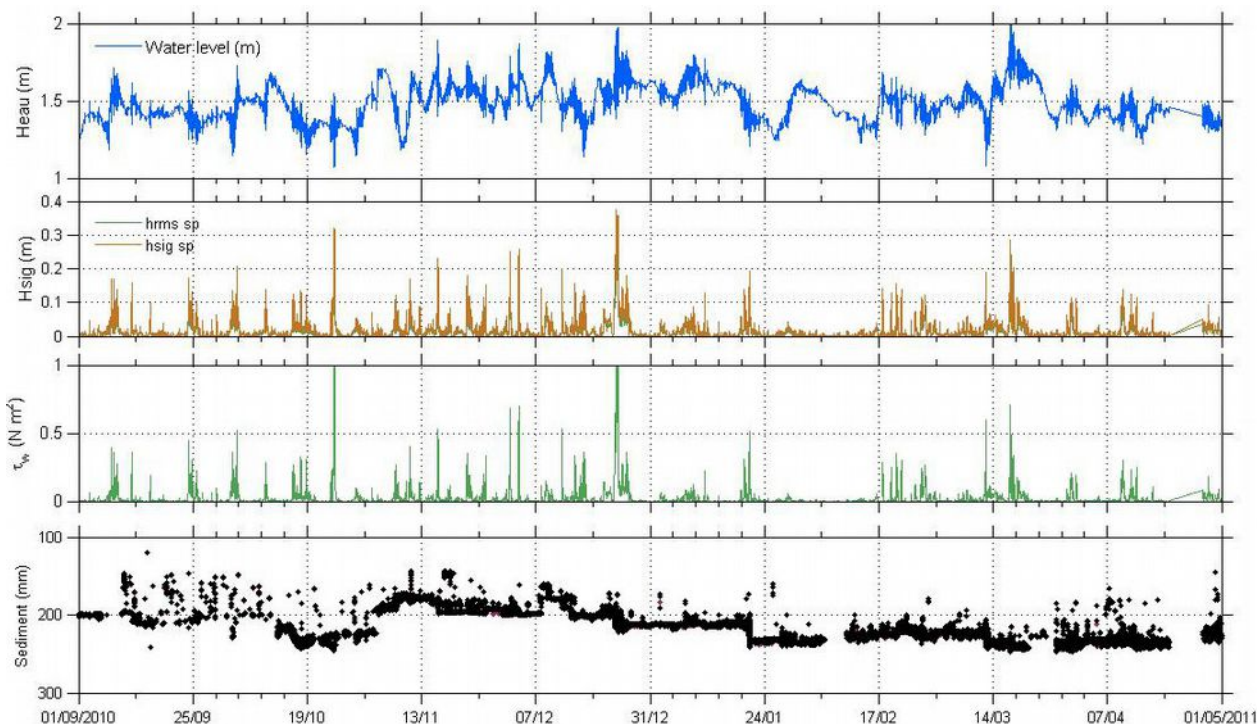


Figure 3.18: Exemple de traitement des données Altus pour la station OR2 : extraction des paramètres de vagues (hauteurs d'eau et tensions) en parallèle du niveau du sédiment.

L'étang de Vic qui présente la profondeur la plus importante est également celui où l'on observe les plus grandes vagues (Figure 3.19). De même, sur l'étang de l'Arnel, peu profond, les vagues ne dépassent pas 20cm de hauteur significative. La majeure partie du temps, les étangs sont plutôt calmes, la hauteur médiane des observations avoisine 1cm pour l'étang de l'Or, 1,9cm pour l'étang de Vic et 0,3cm pour l'étang de l'Arnel. Durant près de 75% du temps, les stations des étangs de l'Or et de Vic montrent des vagues inférieures à 5 centimètres sans mouvements associés du sédiment. Pour l'étang de l'Arnel 90% des vagues sont inférieures à 5cm.



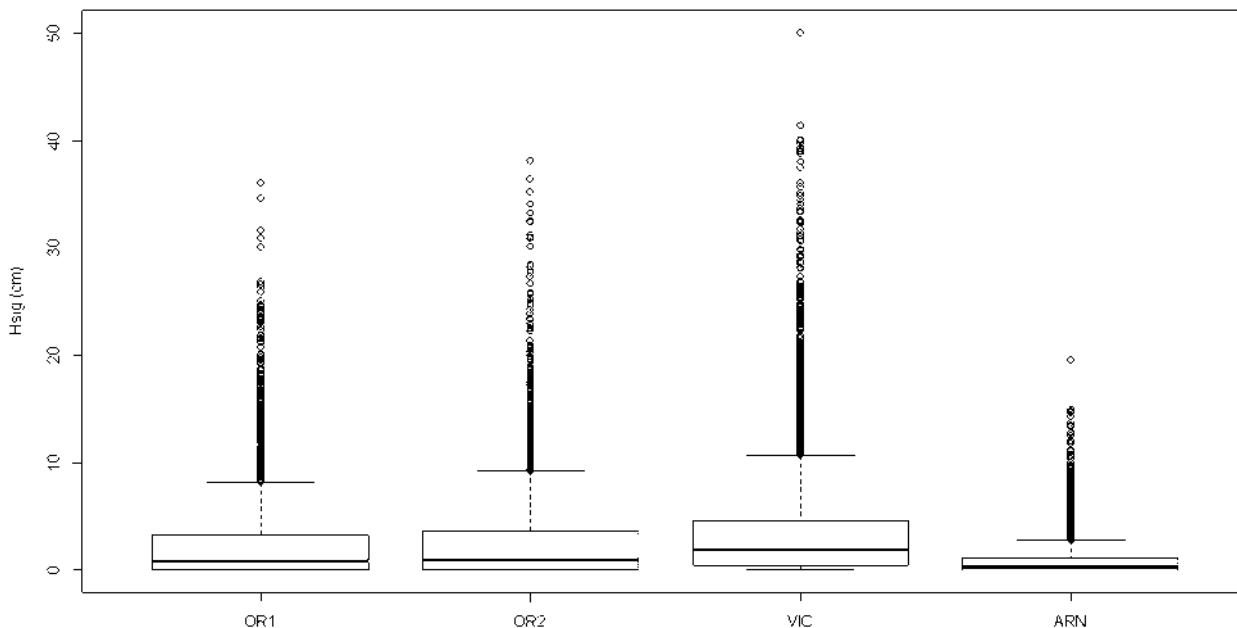
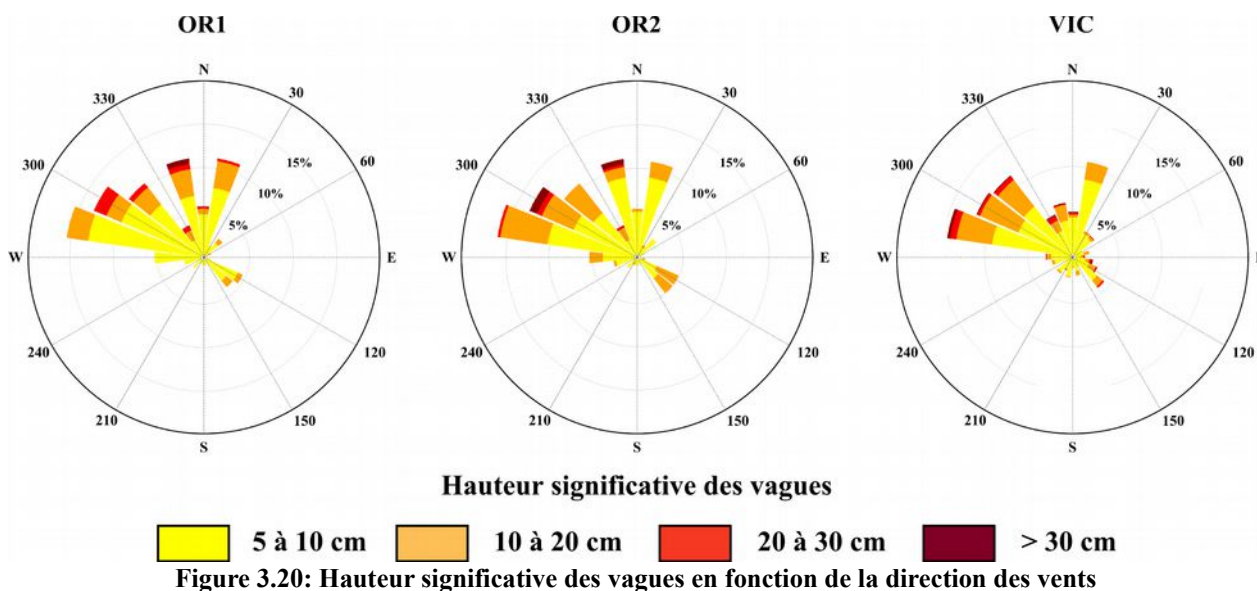


Figure 3.19: Distribution des hauteurs significatives de vagues dans les étangs palavasiens.

Pour les stations OR1, OR2 et VIC les vagues pouvant influencer le sédiment (supérieures à 5 centimètres) ont été extraites des mesures afin de les étudier plus précisément. Ces hauteurs ont été classées en fonction des régimes de vents (Figure 3.20). Pour les trois stations OR1, OR2 et VIC, les vagues supérieures à 20 cm sont essentiellement générées par des vents de secteur Ouest à Nord. Des différences sont toutefois notables.



Pour la station OR1, les vents de 300 à 345° semblent les plus efficaces. La station semble plus protégée des vagues pour les vents inférieurs à 300° que les autres, probablement en raison de sa proximité avec le cône de tempête de l'Avranche. Contrairement aux autres stations, on remarque également qu'ici les vents de type Mistral (15°) peuvent parfois générer des vagues de plus de 20cm en raison du fetch important présenté pour cette direction. La station OR2 ne

bénéficie pas de protection côté Ouest et les vents de  $285^\circ$  peuvent générer des vagues supérieures à 20cm. Les hauteurs significatives de vagues sont dans l'ensemble plus importantes pour la station OR2 durant leur période commune (juillet à décembre 2010). Par contre, la vitesse orbitale et les tensions générées sur le fond par ces vagues sont plus importantes sur la station OR1. Ces résultats montrent une cohérence avec les données bathymétriques, puisque la station OR1 y apparaît comme clairement en érosion alors que la station OR2 tend plutôt vers un comblement.

Pour la station de l'étang de VIC, la majeure partie des vagues importantes sont générés par des vents de type Tramontane ( $270-315^\circ$ ). Cependant, la position centrale de la station dans le plan d'eau permet également d'observer des fortes vagues pour les flux de Sud-Est, ces événements sont toutefois peu fréquents compte tenu de la météorologie locale. Le Mistral ( $345$  à  $15^\circ$ ) arrive en limite d'influence et n'est plus ici assez puissant pour générer des vagues importantes.

### 3.4.2. Identification des seuils d'érodabilité du sédiment

Les tensions critiques d'érosion ont été identifiées sur l'ensemble des stations et pour les différents événements d'érosion mesurés. Concrètement il s'agit de repérer les érosions qui sont caractérisés dans l'enregistrement du niveau du sédiment par une pente négative (Figure 3.21) et de l'associer avec la valeur atteinte par la tension exercée par les vagues à l'instant où la pente se modifie. La tension exercée par les vagues est calculée d'après le spectre de vagues en prenant l'hypothèse d'une rugosité du fond correspondant à un substrat silteux. Comme nous l'avons vu précédemment, les tensions générées par les courants sont considérées comme négligeables par rapport aux vagues.

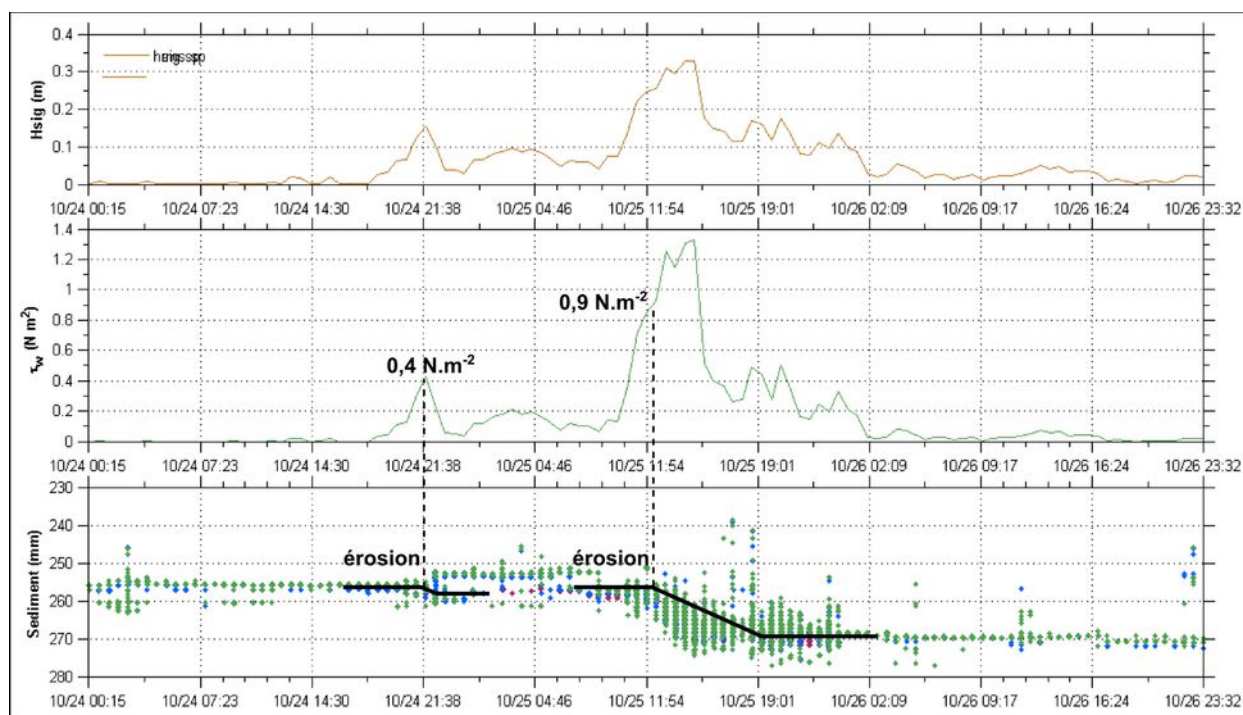


Figure 3.21: Identification des seuils d'érosion – événement du 25/10/2010 à la station OR1.

Les caractéristiques du sédiment pouvant varier au cours du temps, les seuils critiques d'érosion déterminés peuvent également être variables. Le tableau 3.2 récapitule pour chacune des stations les gammes de seuils identifiés.

**Tableau 3.2: Estimation des tensions critiques d'érosion dans le complexe lagunaire palavasiens.**

Station	Période	Nombre d'événements d'érosion considérés	Tension critique d'érosion
VIC	10/09/2010 au 20/05/2012	15	0,15 – 0,8 N.m <sup>-2</sup>
OR1	13/09/2010 au 27/12/2010	13	0,2 – 0,9 N.m <sup>-2</sup>
OR2	13/09/2010 au 18/05/2011	18	0,2 – 0,5 N.m <sup>-2</sup>
ARN	10/09/2010 au 20/05/2012	7	0,03 – 0,1 N.m <sup>-2</sup>

### 3.4.3. Caractérisation de la turbidité

La turbidité a été suivie sur la station OR2 entre août 2010 et mai 2011. Celle-ci s'étend sur une large gamme de variation allant de 0 à près de 2000 NTU. Différents facteurs influencent la turbidité d'une lagune, les principaux sont les apports du bassin versant, la remise en suspension de sédiment par les vagues et la dynamique du plancton. En considérant uniquement les facteurs physiques, j'ai séparé les données de turbidité acquises en deux groupes. Le premier regroupe les données acquises en périodes de crues. Cette période a été définie comme les moments où le débit journalier moyen du Salaison était supérieur à 10 fois son débit moyen annuel, soit un seuil de 3,2 m<sup>3</sup>/s. Deux événements correspondent à ce critère, la crue du 30 octobre 2010 (débit de pointe 19 m<sup>3</sup>/s) et les crues du 13 au 21 mars 2011 (débit de pointe de 64,5 m<sup>3</sup>/s le 16 mars). Le second groupe correspond au reste des données, c'est-à-dire les périodes durant lesquelles le débit du Salaison est inférieur à 3,2m<sup>3</sup>/s. Les deux groupes sont clairement différenciés (Figure 3.22). En dehors de ces périodes de crues, la turbidité enregistrée sur l'étang de l'Or ne dépasse pas les 840 NTU (soit 1,0±0,5 g.l<sup>-1</sup>) pour une valeur médiane de 24 NTU (soit 22±3 mg.l<sup>-1</sup>). Durant les épisodes de crues la turbidité médiane est de 403 NTU (soit 0,40±0,07 g.l<sup>-1</sup>) et peut atteindre ponctuellement jusqu'à 2900 NTU (valeur en dehors de la gamme d'étalonnage, estimé à environ 3,1 g.l<sup>-1</sup>).



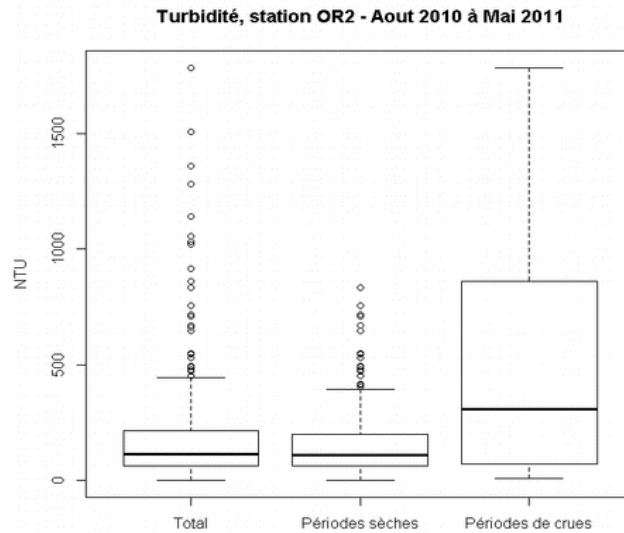


Figure 3.22: Caractérisation de la turbidité dans l'étang de l'Or.

La figure 3.23 présente les corrélations entre hauteur de vague et turbidité en distinguant les deux groupes précédemment définis. Durant les périodes sèches, une assez bonne corrélation relie les hauteurs de vagues avec la turbidité ( $r^2=0,6$ ) suggérant que les vagues (et donc le vent) constituent un forçage dominant pour la turbidité de l'étang. Si nous regardons maintenant les périodes de crues, aucun lien ne se dégage ( $r^2=0,1$ ), les apports de matières en suspension par les cours d'eau constituent alors un processus dominant la turbidité de l'étang de l'Or. Lorsque les hauteurs de vagues significatives deviennent supérieures à 15 centimètres, le comportement de la turbidité semblent revenir au comportement général. Cette observation est néanmoins à nuancer car elle concerne un nombre réduit de mesures correspondants aux périodes de décrue.

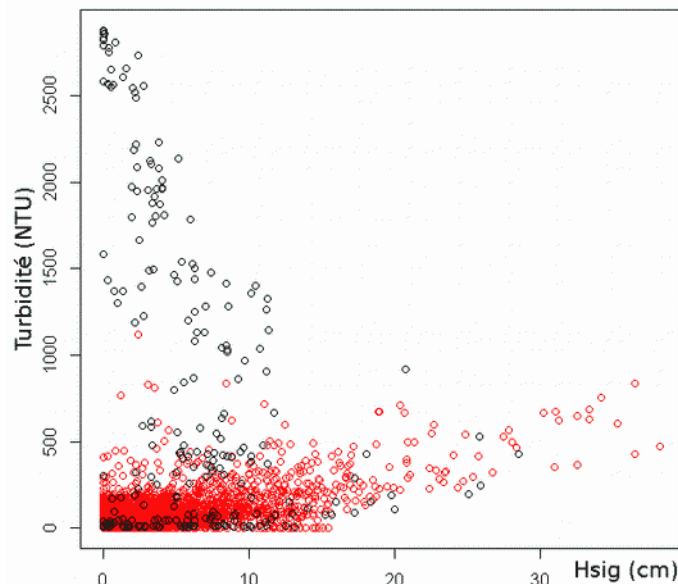


Figure 3.23: Corrélation entre les hauteurs de vagues et la turbidité dans l'étang de l'Or. Les périodes de crues sont représentées en noir et les autres données en rouge.



## **CHAPITRE 4: MODÉLISATION NUMÉRIQUE DE LA DYNAMIQUE HYDRO-SÉDIMENTAIRE**

---

Ce chapitre a pour objectif de modéliser le fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire du complexe palavasien.

---



#### 4.1. Le modèle hydrodynamique MARS

Les progrès de l'instrumentation océanographique côtière ont été conséquents au cours des dernières décennies, cependant il demeurera toujours irréaliste de vouloir mesurer de façon exhaustive l'évolution d'un milieu sur une vaste échelle spatio-temporelle. La modélisation est un outil privilégié pour investiguer le fonctionnement d'un système complexe dont la variabilité s'étale à la fois dans l'espace et dans le temps. S'appuyant sur une représentation simplifiée et les théories physiques, un modèle est validé sur une série de mesures *in situ* limitée dans l'espace et le temps. Il permet ensuite de calculer diverses variables pour l'ensemble du domaine étudié. Des simulations peuvent alors être effectuées pour tenter de comprendre l'influence respective de chacun des forçages extérieurs sur la dynamique du système ou tester différents scénarios d'évolution probables en fonction d'hypothèses sur ces forçages. En contrepartie, le volume de données généré par un modèle numérique est souvent conséquent. Cela nécessite donc un travail de traitement et de synthèse des données afin d'en ressortir les informations pertinentes par rapport aux processus étudiés et aux questionnements posés.

Le modèle hydrodynamique MARS (hydrological Model for Application at Regional Scale) est un modèle numérique hydrodynamique développé par l'Ifremer à partir des travaux de Blumberg & Mellor (1987). Il a été validé au cours de plusieurs études sur des milieux variés tels que le Golfe de Gascogne (Lazure & Jegou, 1998), la Méditerranée (Schaeffer et al., 2011), le bassin d'Arcachon (Plus et al., 2009), ou encore la lagune de Thau (Chapelle et al., 2001 ; Fiandrino et al., 2009). Au cours de cette thèse, le modèle MARS a été adapté au complexe lagunaire palavasien à partir de la version existante sur l'étang de Thau. Les premiers travaux ont été effectués sur la version V8.11 du modèle MARS et les derniers sur la version V8.18(r1199).

Une description détaillée du modèle MARS a été publiée précédemment (Lazure & Dumas, 2008). Nous rappellerons ici les principales hypothèses et processus sur lesquels repose ce modèle et les éléments nécessaires à sa mise en place (énumérés ci-dessous). Nous présenterons ensuite les principes de fonctionnement des modules qui sont couplés au modèle hydrodynamique afin de simuler la dynamique sédimentaire.

Les éléments indispensables à la mise en place du modèle hydrodynamique :

- Les lois physiques qui gouvernent les mouvements du fluide (équations de l'hydrodynamique).
- L'emprise topo-bathymétrique ainsi que la résolution du maillage sur lesquels les variables sont calculées (domaine de calcul).
- Les contraintes qui déterminent le comportement du fluide aux frontières du domaine défini (conditions aux limites).

### 4.1.1. Les équations de l'hydrodynamique

#### 4.1.1.1. Circulation des masses d'eau

Le code MARS résout les équations classiques de la mécanique des fluides en s'appuyant sur un schéma de calcul aux différences finies. Pour les milieux côtiers, deux hypothèses essentielles sont généralement prises en compte (Lazure & Dumas, 2008) :

- l'hypothèse hydrostatique : les mouvements horizontaux du fluide sont considérés comme toujours plus importants que les mouvements verticaux.
- l'approximation de Boussinesq : les différences de densité dans l'eau sont considérées comme faibles et donc négligeables en terme d'inertie ( $\rho \approx \rho_0$ ) ; elles restent cependant prises en compte dans les termes faisant apparaître la gravité ( $\rho' < \rho_0$ ).

Ces hypothèses permettent de formuler les équations de mouvement des masses d'eau (équations 24). De plus, l'eau étant assimilée à un fluide newtonien continu et incompressible, nous pouvons également prendre en compte l'équation de continuité (25). Les équations de comportement du fluide sont décrites ci-dessous dans un repère cartésien orthogonal ( $O_x, O_y, O_z$ ). Nous considérons que les composantes tridimensionnelles de la vitesse sont respectivement ( $u, v, w$ ) ; l'élévation du plan d'eau par rapport à une profondeur moyenne est définie par ( $\zeta$ ).

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial(\eta_z \partial u / \partial z)}{\partial z} + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{\partial(\eta_z \partial v / \partial z)}{\partial z} + F_y \end{cases} \quad (24)$$

$$\text{Équation de continuité} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (25)$$

avec :

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{terme d'advection (transport)}$$

$$(fu, fv) \quad \text{composantes de la force de Coriolis}$$

$$g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} \quad \text{variations de pressions du plan d'eau et de l'atmosphère}$$

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad \text{terme de flottabilité (variations de pression internes)}$$

$$\frac{\partial(\eta_z \partial u / \partial z)}{\partial z} \quad \text{terme de diffusion verticale}$$

$$(F_x, F_y) \quad \text{terme de friction}$$

#### 4.1.1.2. Fermeture turbulente

Les équations de mouvement précédentes (24) ne résolvent pas entièrement les processus de diffusion de la quantité de mouvement, notamment la turbulence qui peut exister dans la masse d'eau. Pour cela, le modèle MARS inclut différentes options de résolution de la turbulence. Pour le modèle mis en place sur le complexe lagunaire palavasien, la formulation adoptée sur l'étang de Thau a été reprise. Il s'agit d'une fermeture turbulente à une équation (Gaspar et al., 1990) qui relie l'énergie cinétique turbulente ( $E_{ct}$ ) à la viscosité verticale ( $\eta_z$ ) et à la longueur de mélange ( $l$ ).

$$\text{Énergie cinétique turbulente : } E_{ct} = \frac{q^2}{2} \quad (26)$$

$$\text{Cisaillement vertical : } M^2 = \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \quad (27)$$

$$\text{Équation à résoudre : } \frac{\partial q^2}{\partial t} = 2 \eta_z M^2 + \beta_0 \frac{\partial}{\partial z} \left( \eta_z \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) - 2 \frac{q^3}{\beta_1 l} \quad \text{avec } \beta_0 \text{ et } \beta_1 \text{ constants} \quad (28)$$

La longueur de mélange ( $l$ ) est évaluée en fonction de différents paramètres du modèle. Elle dépend de la rugosité du fond ( $z_0$ ), de la rugosité en surface ( $z_s$ ), de la position verticale du point par rapport au fond ( $z$ ) et à la surface d'eau ( $\zeta$ ) et de constantes empiriques.

#### 4.1.1.3. État thermodynamique (salinité, température, pression)

Ces équations sont complétées par des équations thermodynamiques. Celles-ci définissent l'évolution de la température (29) et de la salinité (30) et vérifient l'équation d'état (31) qui relie la densité de l'eau avec sa salinité, sa température et sa pression :

$$\frac{\partial T^\circ}{\partial t} + \frac{\partial \left( u T^\circ - k_x \frac{\partial T^\circ}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left( v T^\circ - k_y \frac{\partial T^\circ}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left( w T^\circ - k_z \frac{\partial T^\circ}{\partial z} \right)}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (29)$$

$$\frac{\partial Sa}{\partial t} + \frac{\partial \left( u Sa - k_x \frac{\partial Sa}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left( v Sa - k_y \frac{\partial Sa}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left( w Sa - k_z \frac{\partial Sa}{\partial z} \right)}{\partial z} = 0 \quad (30)$$

$$\text{Équation d'état } \rho = f(S, T, p) \quad (31)$$

avec :

$C_p$  : Capacité thermique de l'eau ( $\sim 4180 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ )

$I$  : intensité du flux de chaleur

$k_x, k_y, k_z$  : coefficients de diffusion

## 4.1.2. Le domaine de calcul

### 4.1.2.1. Principe de maillage et schéma de calcul

La résolution des équations du modèle MARS s'effectue sur une grille Arakawa-C (Arakawa & Lamb, 1977) régulière à maille carrée dans le plan horizontal (Figure 4.1a). Sur la verticale, la grille est projetée dans un repère dont la maille est à extension variable : les niveaux- $\sigma$  (Blumberg & Mellor, 1987). Cette répartition découpe la colonne d'eau en parts relatives quelle que soit la profondeur. Cela permet d'affiner la résolution dans les petits fonds, notamment dans le cas d'un domaine incluant une large variété de profondeur (du large jusqu'à la côte par exemple). Ce type de maillage permet également aux différentes couches de fluides de mieux suivre l'évolution topographique du fond (Figure 4.1b). Les équations précédemment décrites sont donc redéfinies selon les niveaux- $\sigma$  tel que :

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} (x, y, z, t) \rightarrow \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} (x, y, \sigma, t) \quad z \rightarrow \sigma = \frac{z - \zeta}{h_0 + \zeta} \quad (32)$$

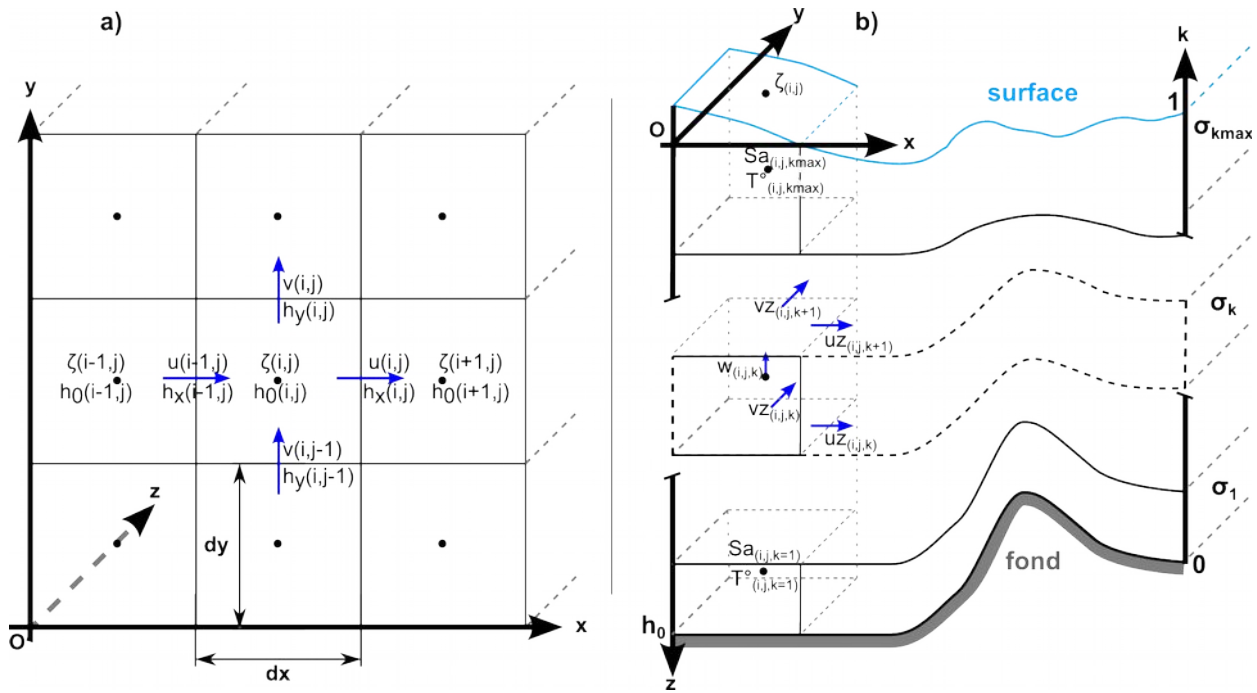


Figure 4.1: Distribution des principales variables sur la grille de calcul (a) selon le plan horizontal et (b) selon le plan vertical discrétisé en coordonnées sigma.

Le schéma de calcul horizontal ( $\zeta$ ,  $u$ ,  $v$ ) se déroule en alternance à chaque demi pas de temps selon les directions ( $Ox$ ) et ( $Oy$ ) d'après la méthode ADI (Alternative Direction Implicit ; Leendertse & Gritton, 1971). Cette approche permet d'introduire une part implicite dans le modèle et donc d'avoir des pas de temps comparables pour le mode externe (2D) et interne (3D) et augmentant la stabilité (Lazure & Dumas, 2008). En pratique, le modèle commence par estimer les courants moyens horizontaux (2D) et l'élévation de la surface ; cette estimation permet ensuite de définir les niveaux- $\sigma$  et de calculer les vitesses horizontales pour chaque niveau de profondeur. Un test de convergence est ensuite effectué (équation 33). Si le critère n'est pas vérifié les courants sont recalculés par itérations en prenant en compte des facteurs implicites



supplémentaires (voir le détail dans Lazure & Dumas, 2008). Si le critère de convergence est vérifié, le modèle calcule alors les vitesses verticales, la température et la salinité (ainsi que les autres substances dissoutes éventuelles) avant de passer au demi pas de temps suivant (Figure 4.2).

$$\left| u_{(i,j)} - \sum_{k=1}^{kmax} uz_{(i,j,k)} \Delta \sigma \right| < \epsilon \quad \text{avec } \epsilon = 10^{-5} \text{ m.s}^{-1} \quad (33)$$

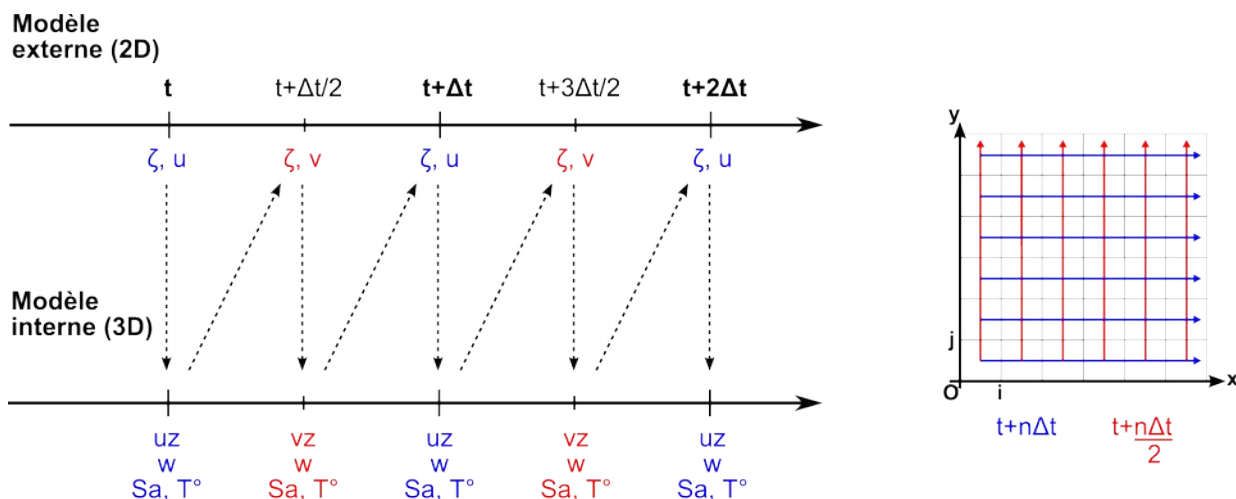


Figure 4.2: Schéma de calcul du modèle MARS en fonction du temps. Par souci de simplification nous considérons ici que le critère de convergence est respecté.

#### 4.1.2.2. Création de grilles : données, contraintes et optimisation

La grille bathymétrique du domaine de calcul a été produite à l'aide du logiciel BMG Tools (Bathymetry Mesh Grid tools) développé à l'Ifremer. Le domaine des étangs palavasiens présente plusieurs contraintes géographiques. La série de lagunes est globalement orientée selon un axe SudOuest-NordEst sur une trentaine de kilomètres ce qui représenterait pour une grille régulière à maille carrée un nombre important de cellules inutiles (localisées à terre ou en mer) consommatrices de mémoire. Pour palier à cet inconvénient, les axes de la grille ont subi une rotation par rapport aux axes géographiques (Figure 4.3 a). Ceci permet de resserrer l'emprise de la grille autour des zones effectivement calculées. De plus, la rotation de cette grille permet d'avoir les mailles mieux orientées par rapport à l'axe du canal du Rhône à Sète et ainsi de limiter les « effets d'escalier » pour la circulation hydrodynamique dans celui-ci. La seconde contrainte est liée au canal du Rhône à Sète traversant les étangs. En effet, les dimensions de celui-ci et de ses digues nous forcent à employer une maille de taille réduite pour pouvoir le prendre en compte fidèlement (Figure 4.3 b). J'ai donc choisi d'utiliser une maille de 30 mètres qui correspond à la largeur moyenne du canal. À titre comparatif, le modèle actuellement utilisé sur l'étang de Thau possède une maille de 100 mètres.

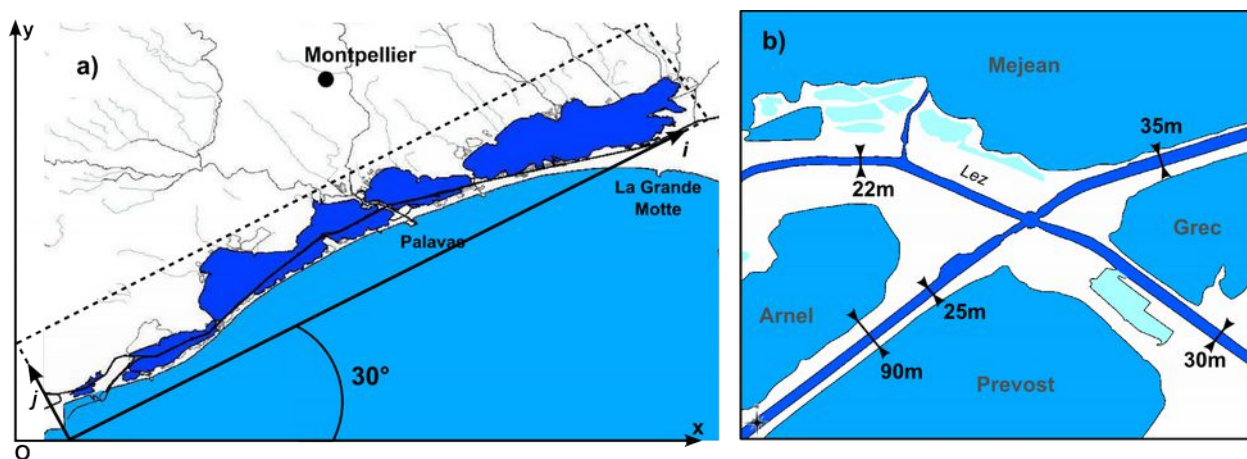


Figure 4.3: Contraintes géographiques pour la création de la grille de calcul sur le complexe lagunaire palavasien. (a) Optimisation du nombre de mailles utiles par rotation de la grille. (b) Prise en compte du canal du Rhône à Sète.

Le logiciel BMG Tools permet de choisir les dimensions géographiques de la grille de calcul puis de les ajuster graphiquement si nécessaire à partir d'un fichier de coordonnées (x, y, z) du trait de côte. Il permet ensuite de paramétrer et lancer un programme Fortran externe afin d'interpoler sur la grille des données de sondes bathymétriques et d'affecter des valeurs de masque aux cellules inutiles (Caillaud & Theetten, 2010). Les données utilisées pour la création de la grille sont synthétisées dans le tableau 4.1. Le logiciel d'interpolation a été initialement développé pour la création de grilles côtières avec une délimitation terre-mer constituée d'une ligne unique clairement marquée. En raison de la complexité topographique du système étudié (littoral, étangs, canaux) les résultats de masque obtenus ont été peu concluants. J'ai donc dû retoucher manuellement le masque sur l'ensemble de la grille à l'aide du logiciel BMG Tools. L'objectif était d'obtenir une prise en compte réaliste du canal avec ses digues et ses passes ainsi que des communications entre étangs. La grille de calcul ainsi produite possède une emprise de 1284x237 mailles (Figure 4.4). Étant donné la faible profondeur, la discrétisation verticale de la grille a été limitée à cinq niveaux- $\sigma$  (il y en a dix pour l'étang de Thau). Les niveaux ont été resserrés à la surface et au fond afin d'avoir une résolution plus précise à proximité de ces interfaces qui ont un intérêt majeur, notamment le fond vis-à-vis de la dynamique sédimentaire (Figure 4.5).

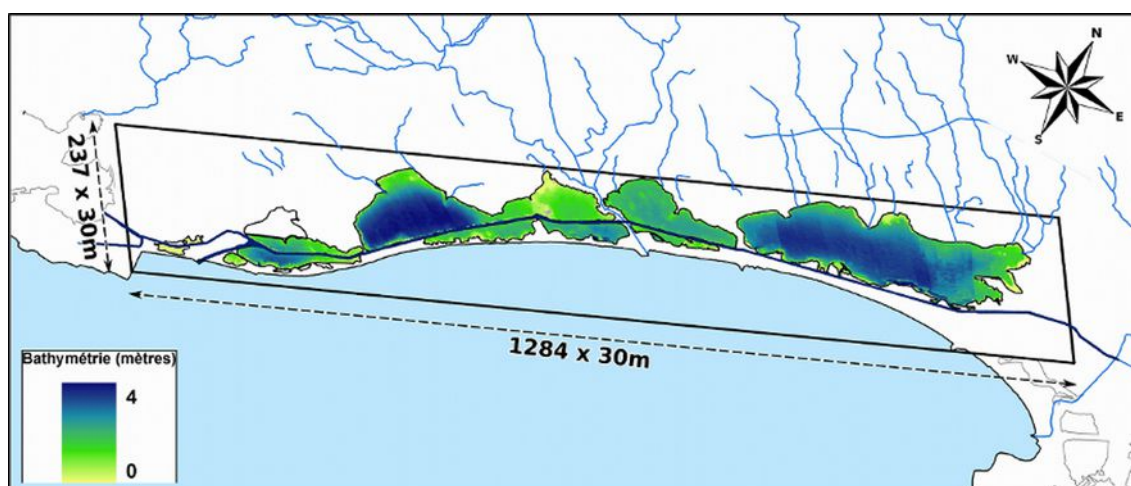
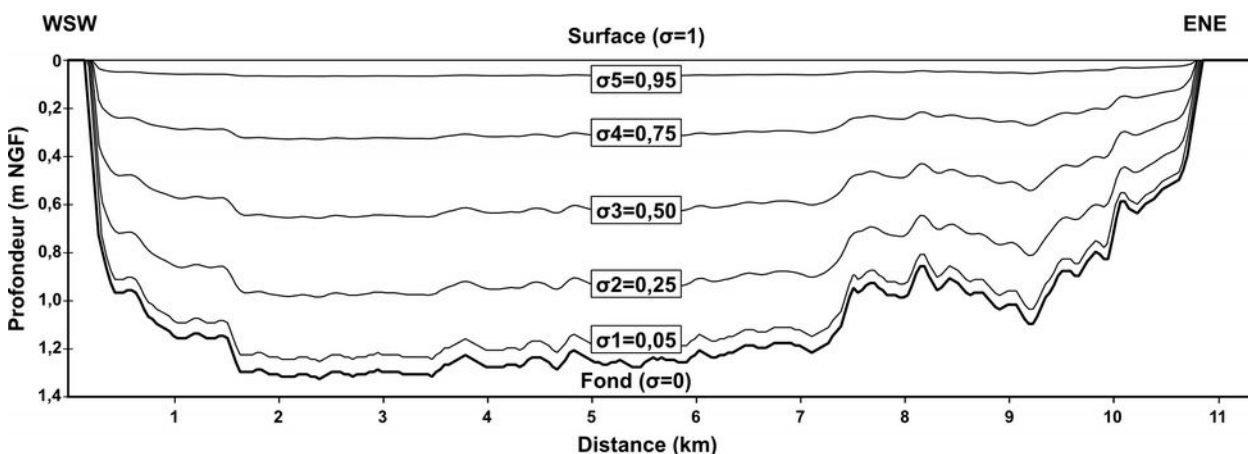


Figure 4.4: Aperçu de la grille de calcul initiale du complexe lagunaire palavasien.

**Tableau 4.1: Données utilisées pour la création de la grille bathymétrique du modèle.**

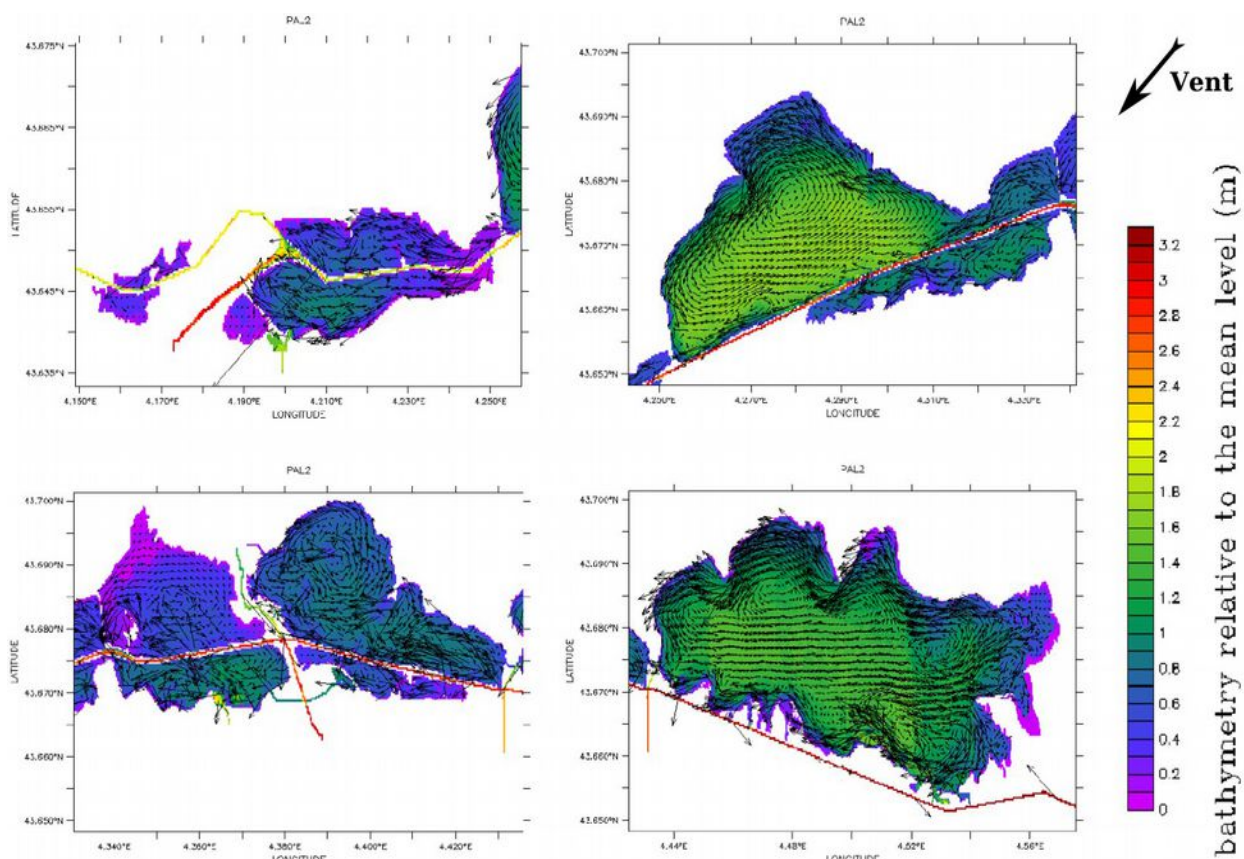
Date	Source	Type
2004 - 2005	SMNLR	Points de sonde des étangs palavasiens et de l'étang de l'Or.
2009	VNF	Points de sonde du canal du Rhône à Sète.
2009	SHOM	Trait de côte.

**Figure 4.5: Discretisation verticale en niveaux- $\sigma$  du modèle MARS dans le complexe lagunaire palavasien. Le profil présenté est constitué d'un transect dans l'étang de l'Or.**

Les premières simulations effectuées avec cette grille ont permis de visualiser qualitativement la courantologie générale des lagunes (Figure 4.6). Cependant, ces simulations ont révélé des temps de calcul importants liés aux dimensions conséquentes de la grille. Ainsi, l'utilisation classique du modèle sur le ordinateur de l'Ifremer CAPARMOR nécessitait environ 50 heures de calcul pour simuler durant un mois l'hydrodynamique du système. Des adaptations ont été nécessaires afin de réduire ce temps de calcul. Deux pistes principales ont été envisagées : i) la parallélisation du code numérique (c'est-à-dire utilisation de plusieurs processeurs) et ii) la réduction des dimensions de la grille de calcul.

La parallélisation du code consiste à découper la grille de calcul en plusieurs secteurs qui sont calculés chacun par des processeurs distincts. Cette opération nécessite des adaptations du code numérique afin de pouvoir transmettre les informations qui sont localisés aux frontières des secteurs de calcul entre les processeurs durant la simulation. Deux méthodes de parallélisation sont déjà intégrées au code MARS sur le ordinateur CAPARMOR : OpenMP et MPI. Ces méthodes sont déjà utilisées notamment dans le Golfe de Gascogne, mais elles n'étaient pas encore appliquées pour les lagunes du Languedoc-Roussillon. Des adaptations supplémentaires ont donc été nécessaires pour prendre en compte les spécificités de cette version dans la parallélisation. Les deux méthodes se distinguent par leur principe de fonctionnement, une troisième méthode hybride permet de combiner les deux :

- Open MP : jusqu'à 8 processeurs remplissent un fichier unique de résultat.
- MPI : jusqu'à 256 processus (processeurs + fichiers mémoires) sont séparés, l'ensemble des fichiers de résultats sont assemblés en fin de simulation.
- Hybride (OpenMP+MPI) : chaque processus séparé peut utiliser jusqu'à 8 processeurs sur un son propre fichier de résultats.



**Figure 4.6: Exemple de simulation hydrodynamique du complexe lagunaire palavasien sous l'effet d'un vent constant de secteur Nord.**

Des tests de temps de calculs ont été effectués selon diverses configurations. Ils sont basés sur des simulations d'une durée d'un mois. Les conditions aux limites en mer sont données par des niveaux d'eau relevés à Sète. En ce qui concerne les apports terrestres, seuls les apports du Lez et du canal du Rhône à Sète sont pris en compte avec un débit constant. Les conditions météorologiques sont fixées avec un vent constant de Nord-Est ( $42^\circ$ ) ayant une vitesse de 5 m/s.

Une première série de test a permis d'estimer l'influence du mode de parallélisation sur le temps de calcul. Les modes OpenMP (8 processeurs), et MPI (8, 16, 32 et 64 processeurs) ont été évalués. Une seconde série a été menée uniquement en calcul séquentiel en réduisant les dimensions de la grille de calcul. Cette réduction a concerné soit la discrétisation verticale : simulation en mode 2D uniquement, mode « 2,5D » (en 3D dans le canal et 2D dans les étangs par le relèvement du seuil de calcul 2D/3D à 2,0 m), mode 3D avec 3 niveaux- $\sigma$  sur la verticale (au lieu de 5) et enfin une simulation sur une grille d'étendue réduite (voir 4.1.2.3).

Les résultats des tests sont présentés dans la figure 4.7. Dans le cadre de la parallélisation on constate une sur-consommation en temps de calcul pour le mode MPI liée aux ajouts de code nécessaires à la mise en place de la méthode et aux échanges de données entre processus. La solution qui permet d'obtenir la meilleure efficacité en temps de calcul est l'utilisation de MPI sur 32 processeurs. En ce qui concerne la résolution de la grille, on distingue nettement un impact de la résolution spatiale sur le temps de calcul. Cependant, contrairement à la parallélisation, ce gain correspond à une perte d'information dans les résultats de simulation.



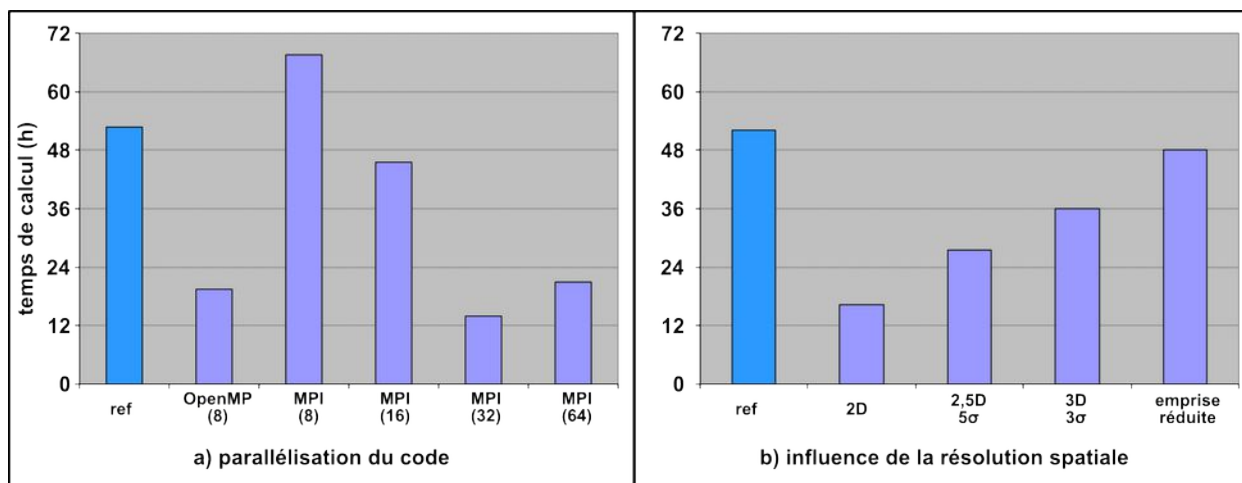


Figure 4.7: Optimisation du temps de calcul. (a) influence de la parallélisation. (b) influence de la résolution verticale et spatiale.

#### 4.1.2.3. Grilles de calcul finalement utilisées

Finalement, j'ai décidé la création de deux nouvelles grilles de calcul. Une nouvelle grille globale sur l'ensemble du complexe lagunaire avec une emprise réduite et une grille supplémentaire sur l'étang de l'Or seulement (Figure 4.8). La grille globale possède une emprise restreinte par rapport à la grille initiale, j'ai notamment abandonné les étangs de La Peyrade qui représentent environ 1% du complexe lagunaire. Les dimensions de la grille ainsi obtenue sont de 1150x220 pour une maille toujours à 30 mètres. La seconde grille couvre uniquement l'étang de l'Or qui présente l'avantage d'être facilement individualisé car il n'est pas traversé par le canal du Rhône à Sète. Avec cette emprise réduite et une maille de 100 mètres cette grille permet d'effectuer plus rapidement des tests sur le modèle. Le modèle sur la grille globale d'emprise réduite a été adapté à un calcul en parallèle MPI sur 32 processeurs qui montrait l'efficacité de calcul optimale.

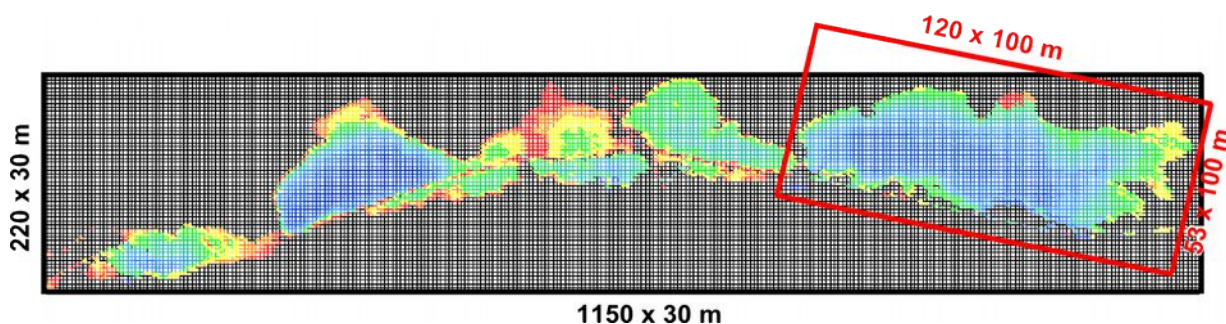


Figure 4.8: Grilles de calcul finalement adoptées : complexe lagunaire global et étang de l'Or.

La création de grilles réalistes nécessite une étape supplémentaire à coder dans le modèle. Celle-ci résulte de la complexité topographique du complexe lagunaire étudié, des canaux, des graus et des passes entre les étangs. En effet, les dimensions de ces passes et canaux ne sont pas toujours identiques à la largeur de la maille. Pour y remédier il est nécessaire de définir pour chaque resserrement (ou agrandissement) un coefficient de correction. Ce coefficient dénommé «goUlet» ou «goVlet» selon son orientation permet de contraindre les flux passant par la maille affectée.

### 4.1.3. Les conditions aux limites

Les conditions aux limites constituent un point essentiel du modèle numérique. Elles décrivent le comportement de l'eau aux frontières de la grille de calcul et constituent donc de fait les zones d'influence des forçages extérieurs au système modélisé. Ces conditions aux limites s'exercent sur la surface libre, sur le fond et les rives des étangs, et sur les communications latérales de la masse d'eau avec une autre surface en eau non modélisée ou des cours d'eau.

#### 4.1.3.1. Limite de surface du plan d'eau : forçages météorologiques

Les conditions de forçages s'exerçant sur la surface du plan d'eau sont les conditions météorologiques. La pression atmosphérique influence les variations du niveau d'eau (voir chapitre 3). Le frottement du vent entraîne les mouvements de la masse d'eau. La température de l'air influe sur la température de l'eau. L'influence de l'atmosphère étant déjà prise en compte dans les équations globales (équation 24 page 106), les conditions aux limites peuvent s'exprimer par les équations suivantes :

$$\text{Entraînement de surface} \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial (\eta_z \partial u / \partial z)}{\partial z} = \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} \\ \frac{\partial (\eta_z \partial v / \partial z)}{\partial z} = \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} \end{array} \right. \quad \text{avec } (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \text{ la tension exercée par le vent} \quad (34)$$

$$\text{Température} \quad \frac{k_z}{D} \frac{\partial T^\circ}{\partial \sigma} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \quad (35)$$

#### 4.1.3.2. Limites latérales fermées et limites au fond

Les limites topo-bathymétriques sont définies par la grille bathymétrique et par les niveaux d'eau qui permettent de définir les mailles mouillées ou non. La condition définie par les limites latérales consiste à considérer comme nulle la composante de vitesse du courant qui est perpendiculaire à une maille non mouillée (à terre). Cela revient à dire que le long de la limite les courants suivent la direction du trait de côte. De la même façon pour le fond nous considérons que la composante verticale de vitesse ne transperce pas le sédiment et à tendance à suivre les variations topographiques (équation 36). De plus, le frottement de la masse d'eau sur le fond a tendance à la ralentir ce qui nous donne en condition limite l'équation 37.

$$\text{Vitesse verticale} \quad w = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (36)$$

$$\text{Frottement au fond} \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial (\eta_z \partial u / \partial z)}{\partial z} = \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} \\ \frac{\partial (\eta_z \partial v / \partial z)}{\partial z} = \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \end{array} \right. \quad \text{avec } (\tau_{bx}, \tau_{by}) \text{ la tension de frottement au fond} \quad (37)$$

#### 4.1.3.3. Limites latérales ouvertes : niveaux d'eau

Les limites latérales ouvertes du domaine de calcul correspondent aux liens des lagunes avec d'autres masses d'eaux non modélisées. Elles permettent d'imposer au modèle les variations de niveaux d'eau ( $\zeta$ ), de la salinité ( $Sa$ ) et de la température ( $T^\circ$ ) de ces autres masses d'eau.

Une des spécificités du modèle MARS adapté aux lagunes Méditerranéennes est que ces limites ouvertes correspondent à des mailles isolées (les graus) et non pas à une large emprise contrairement à un modèle en mer ouverte. De plus, ces limites ne sont pas forcément localisées sur le bord de la grille de calcul. Des adaptations du code par rapport à la version de base permettent donc de définir le nombre et la position de ces conditions limites dans les graus. Elles permettent également d'appliquer les forçages uniquement sur ces cellules et pas sur les mailles adjacentes qui constituent les rivages lagunaires.

#### 4.1.3.4. Apports des bassins versants

Les apports du bassin versant en eau douce sont préalablement définis au niveau des mailles de bordure où débouchent des cours d'eau. Ils sont introduits comme une source d'eau supplémentaire dans les équations barotropes (mode externe) du modèle (équation 38).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial D \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial D \bar{v}}{\partial y} = \frac{Q_{river}}{S_{mesh}} \quad (38)$$

avec  $Q_{river}$  le débit de la rivière considérée et  $S_{mesh}$  la surface de la maille ( $S_{mesh} = \Delta x \cdot \Delta y$ )

#### 4.1.3.5. Synthèse des conditions limites pour le complexe lagunaire

Les conditions aux limites en mer peuvent être définies soit par des données mesurées *in situ*, soit par des conditions théoriques reconstituées d'après la marée astronomique théorique et la pression atmosphérique. Les apports terrestres sont pris en compte à partir de débits moyens journaliers mesurés ou estimés par rapport aux surfaces des bassins versants.

**Tableau 4.2: Synthèse des conditions aux limites du modèle hydrodynamique**

Condition limite	Période	Type de données
Météorologie	Depuis 2009	Vents (intensité, direction), pression et température relevées toutes les 3 heures (stations MétéoFrance).
Apports marins	Du 17/05/2010 12h au 07/02/2011 12h	Hauteurs d'eau, salinité et température mesurées au large du grau du Prévost (Palavas) toutes les 10 minutes (Ixsurvey, Ifremer).
	Autres périodes	Hauteurs d'eau calculées d'après la marée théorique et la pression atmosphérique (mesurée).
Apports terrestres	Depuis 2009	Débits moyens journaliers mesurés (Lez, Mosson, Salaison) ou estimés (autres cours d'eau).
Canal du Rhône à Sète Limites latérales	Depuis 2009	Limite Est (portes du Vidourle) considéré comme un fleuve, le débit est calculé à partir de mesures de hauteur d'eau (VNF).

## **4.2. Validation du modèle hydrodynamique**

### **4.2.1. Validation en hauteur d'eau et débits**

#### **4.2.1.1. Simulation à partir de forçages réels**

Les hauteurs d'eau simulées ont été comparées aux mesures effectuées dans le cadre du suivi *in situ* du complexe lagunaire. Dans ce but, le modèle a été utilisé avec des forçages de conditions réelles de hauteur d'eau, température et salinité issues des mesures en mer dans le Golfe d'Aigues-Mortes au large de Palavas (grau du Prévost) ; pour les données météorologiques les conditions de forçages sont mesurées à Montpellier-Fréjorgues. Les valeurs de hauteur d'eau mesurées par l'Altus ont été moyennées sur chaque ensemble de mesures pour éliminer le signal de vagues. Les données de l'ADCP et celles des hauteurs d'eau en mer sont acquises au pas de 10 minutes. Les résultats du modèle sont présentés avec un pas de temps de 5 minutes. Globalement le modèle reproduit bien les évolutions générales de la hauteur d'eau mesurée dans les lagunes (Figures 4.9 et 4.10). Les écarts entre mesures et modèle sont du même ordre de grandeur que ceux constatés entre les deux appareils de mesures (Altus et ADCP) lorsqu'ils étaient présents simultanément sur le site.

Pour la station OR1 (Figure 4.9) le modèle reproduit bien les hauteurs d'eaux mesurées par l'Altus dans la première période modélisée. Les variations du niveau d'eau sont clairement influencées par les variations du niveau d'eau en mer, les ondes de plus courtes périodes étant filtrées par le grau. Pour les périodes suivantes (11/09/2010 au 05/02/2011) des différences apparaissent. Sur ces périodes, le modèle semble mieux suivre le niveau en mer (défini comme forçage) que les variations mesurées dans la lagune. Ceci peut indiquer que les débits d'eau marines entrant par le grau de Carnon sont plus importants qu'ils ne le devraient et qu'il est nécessaire de les limiter.

Pour la station OR2 (Figure 4.10) le modèle s'écarte moins des mesures. Nous constatons cependant dans les derniers mois de simulation (30/10/2010 au 05/02/2011) des pics d'écarts notables du modèle par rapport aux mesures en lagune et en mer. Ces variations correspondent à des coups de vents supérieurs à 6 m/s. L'utilisation d'un large pas de temps de forçage météorologique (3 heures) pourrait expliquer la mauvaise prise en compte de ces événements par le modèle. Des données plus précises seraient donc nécessaires pour reproduire plus fidèlement les niveaux d'eau dans la lagune.



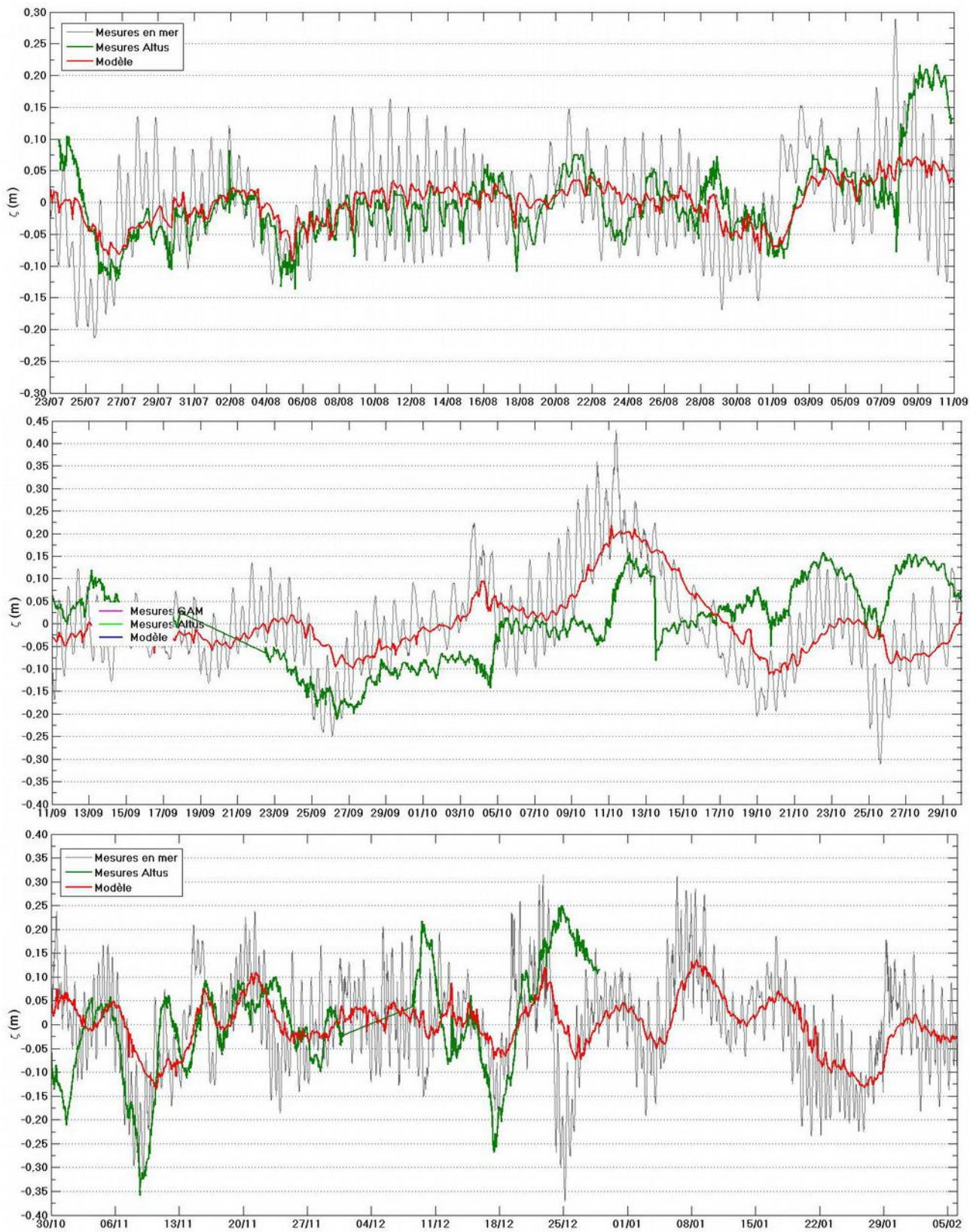


Figure 4.9: Comparaison des signaux de hauteur d'eau mesurés et modélisés au point OR1

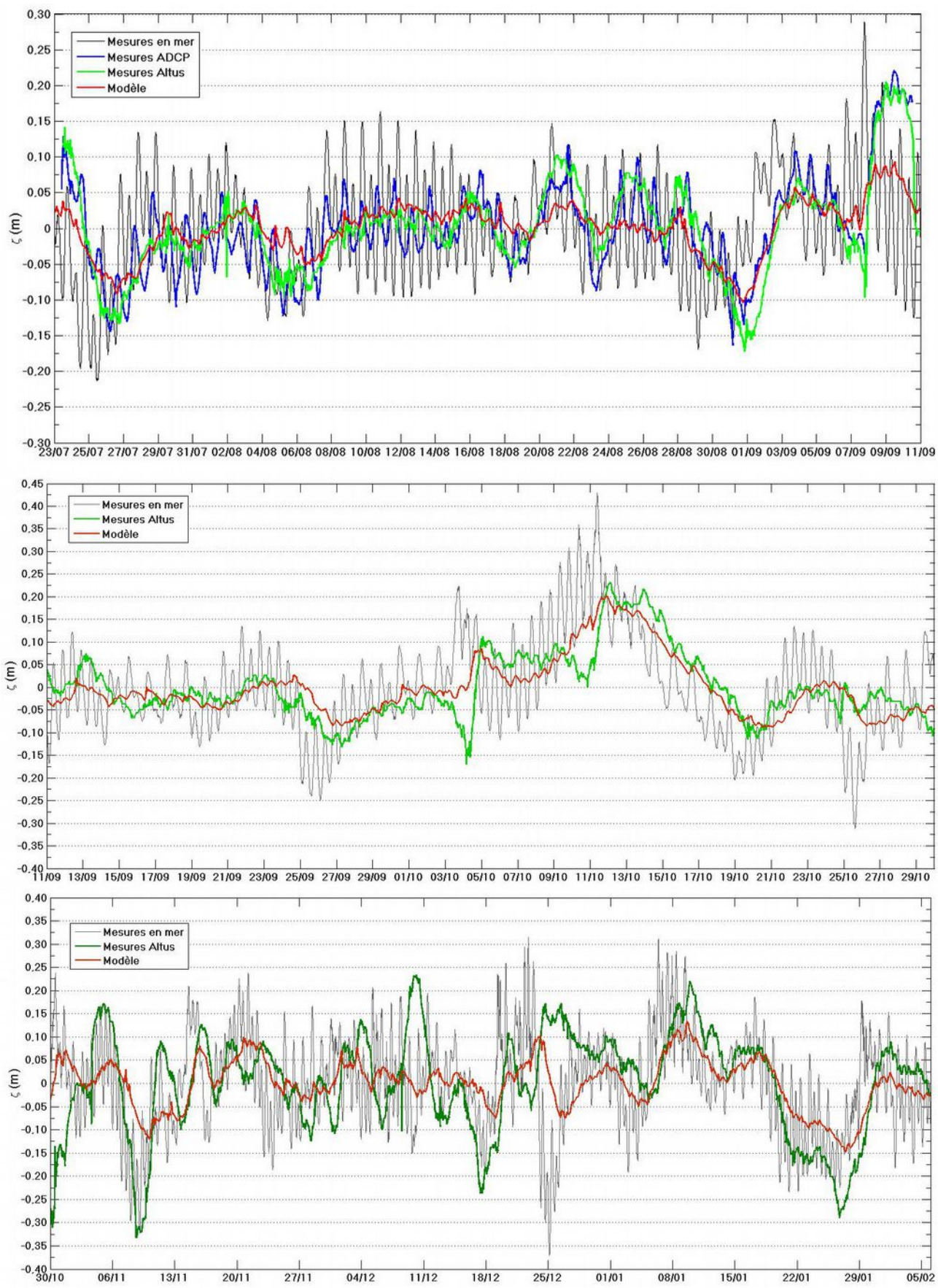


Figure 4.10: Comparaison des signaux de hauteur d'eau mesurés et modélisés au point OR2.

#### **4.2.1.2. Différences entre forçages réels et forçages théoriques**

Les mesures de hauteurs d'eau en mer effectuées étant limitées dans le temps, les autres périodes modélisées se basent sur des niveaux théoriques reconstitués. Les différences de comportement du modèle entre les deux types de forçages ont été évalués en réalisant deux simulations identiques excepté pour les conditions de forçage en mer.

Les résultats de ces simulations (figures 4.11 et 4.12) permettent de constater pour les deux stations OR1 et OR2 des périodes durant lesquelles les simulations à partir de niveaux reconstitués s'écartent des mesures. Sur ces mêmes périodes, les simulations à partir de niveau réels sont par ailleurs en meilleure adéquation avec les niveaux mesurés dans la lagune par les Altus. Ces périodes d'écarts ont pu être mises en relation avec des périodes de fortes intensités de vents. Nous pouvons donc supposer que les différences constatées sont liées à l'influence du vent sur les niveaux d'eau marins à l'entrée de la lagune, c'est-à-dire aux phénomènes de surcôte et décôte.

Ces résultats confirment l'importance fondamentale des vents pour la dynamique lagunaire déjà constatée précédemment. Ils permettent également de relativiser les résultats des simulations effectuées à partir du forçage de niveaux en mer reconstitués.



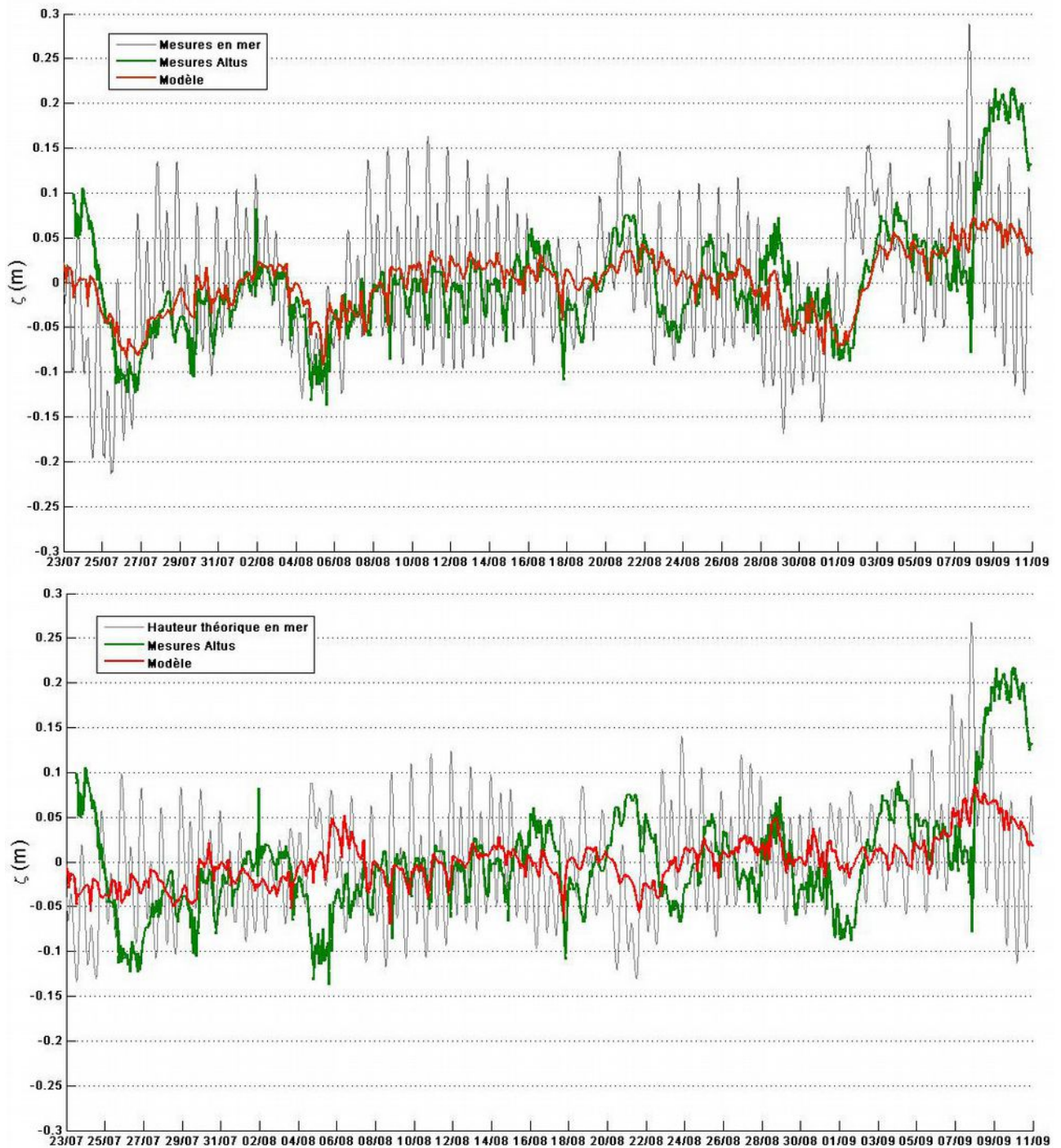


Figure 4.11: Comparaison des signaux de hauteur d'eau modélisés à partir (a) d'un forçage mesuré en mer et (b) d'un forçage théorique au point OR1.

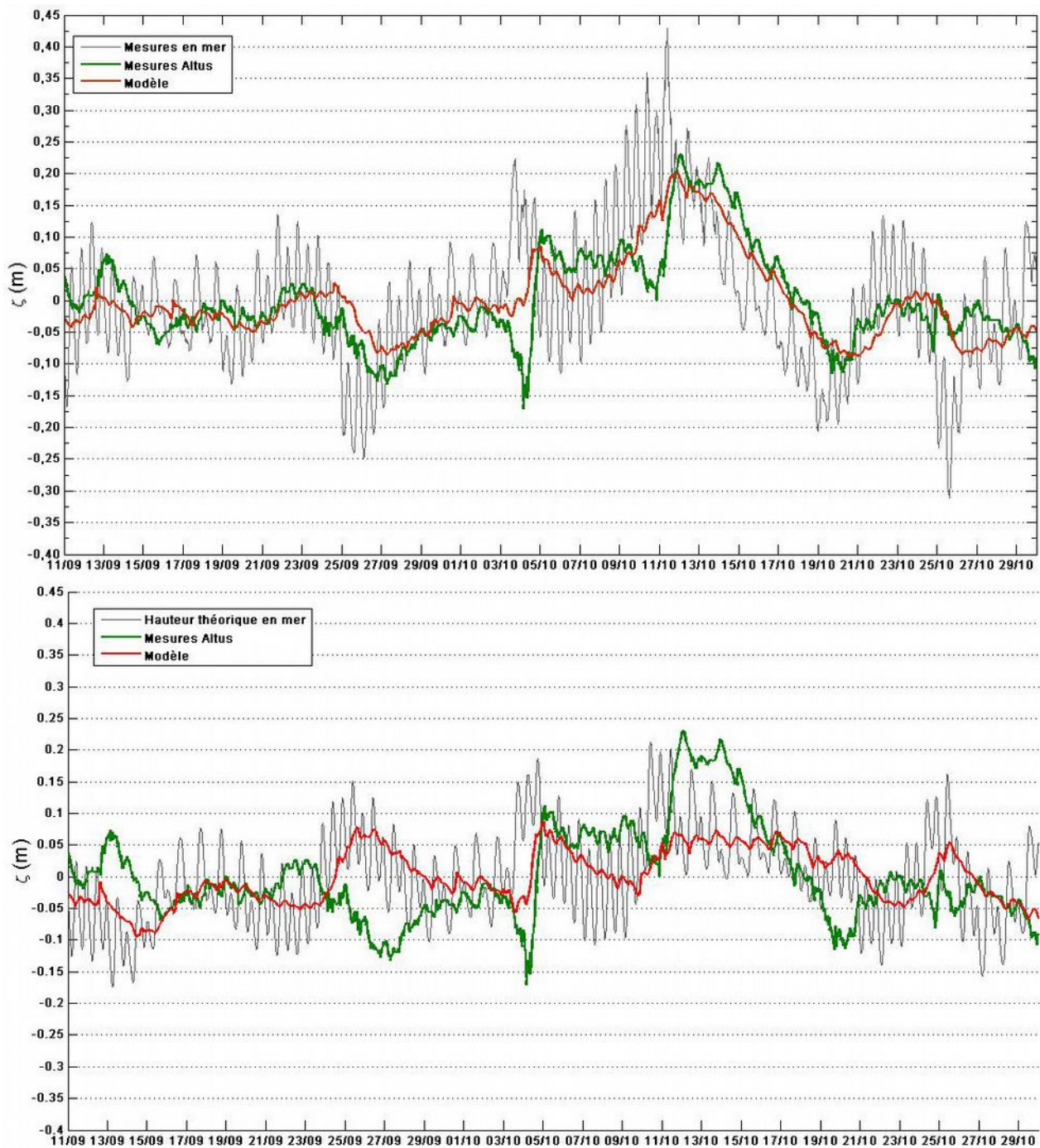


Figure 4.12: Comparaison des signaux de hauteur d'eau modélisés à partir (a) d'un forçage mesuré en mer et (b) d'un forçage théorique au point OR2.

## 4.2.2. Validation de la courantologie

### 4.2.2.1. Comparaisons entre mesures et modèle

Les courants internes aux lagunes sont étroitement dépendants des conditions de vents qui en sont le moteur. Ainsi lors de changements fréquents dans la direction des vents, les courants générées montrent également une grande variabilité qui rend difficile leur comparaison. Une campagne de mesures complémentaires a ainsi été entreprise en 2012 sur les stations OR3 et OR4 en raison de la difficulté à valider sur la seule station OR2. Ces stations ont été sélectionnées à partir de simulations théoriques du modèle sur l'étang de l'Or en considérant des zones présentant des courants marqués en l'absence de vents (Figure 4.13) ainsi que des courants spatialement homogènes sous l'effet de vents stables (représentatifs des vents dominants).

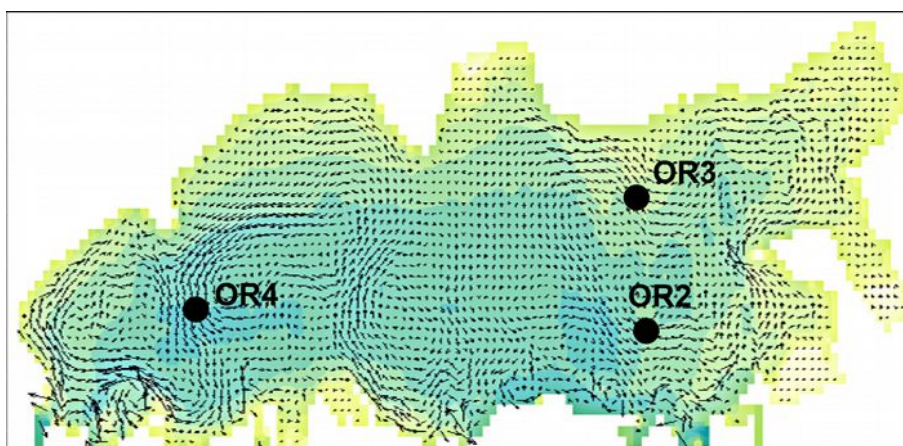


Figure 4.13: Localisation des stations ADCP dans l'étang de l'Or par rapport aux courants moyens sous l'effet du seul forçage de marée théorique intégré sur une journée.

Afin de vérifier la validité des courants simulés par le modèle hydrodynamique MARS j'ai isolé les périodes durant lesquelles les vents sont établis (changements de direction inférieurs à 45°) pour au moins 24 heures. La validation s'effectue ensuite en comparant sur ces périodes les hodographes des courants mesurés (ADCP) aux courants modélisés sous l'effet de forçages réalistes. Concrètement, il s'agit de sommer dans le temps les vecteurs de courants du point considéré afin de tracer la trajectoire virtuelle qu'aurait une particule soumise à chaque instant aux courants présents en ce point.

La première constatation est la dispersion importante des mesures (points gris) pour l'ensemble des sites et des périodes de mesures (figures 4.14 à 4.17) étudiées et ce malgré le fait que les périodes choisies concernent des vents établis.

Concernant la station de mesures OR2 (figures 4.14 et 4.15) le courant de surface modélisé est clairement positionné dans l'axe du vent. Pour un vent de secteur Nord-ouest, il reproduit cependant mal les mesures qui montrent un décalage vers le Sud-Ouest. Le courant de fond sur cette même période est lui par contre bien reproduit. Dans le cas d'un vent de secteur Sud-Est, c'est le courant de surface qui est mieux reproduit, le courant de fond mesuré montre un décalage avec le modèle et semble suivre l'axe du vent.



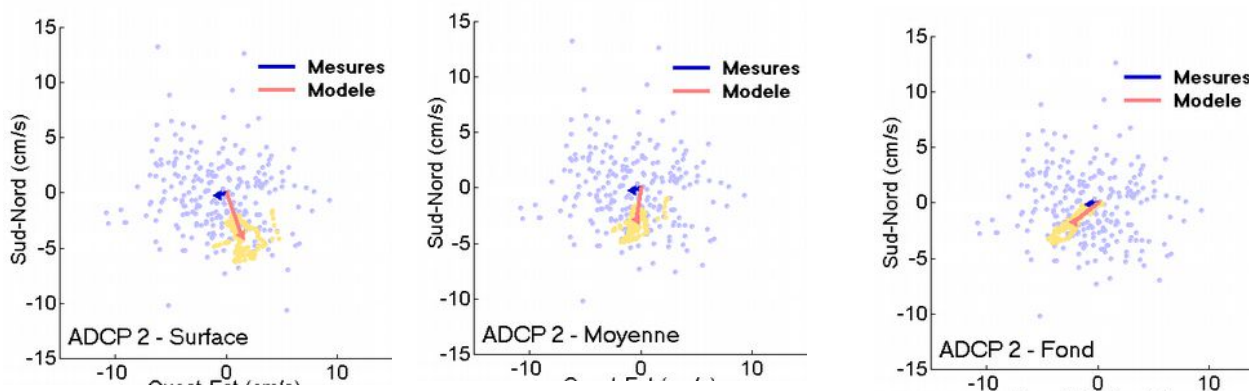


Figure 4.14: Hodographes de courants à la station OR2 pour un vent établi de secteur Nord-Ouest (10,5m/s) du 4/08/2010 17h00 au 6/08/2010 08h00 : écarts entre mesures et modèles.

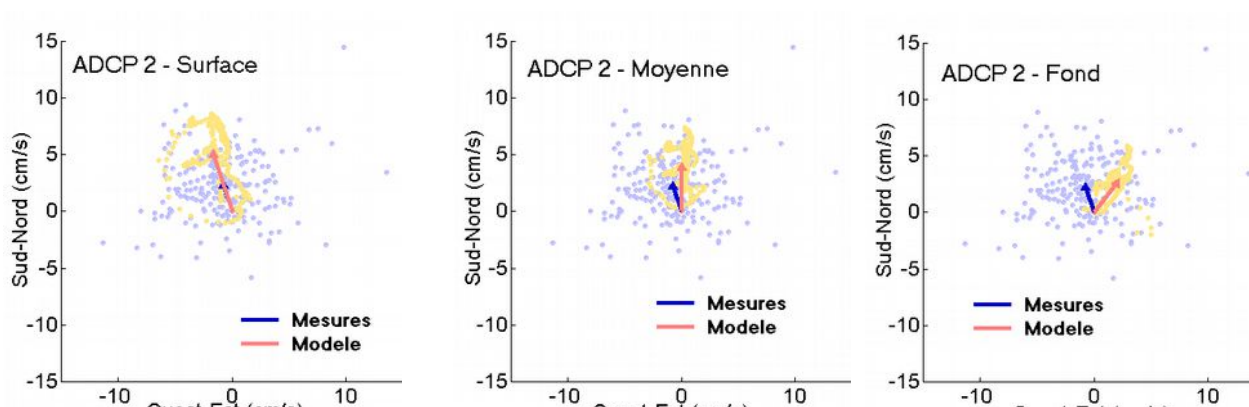


Figure 4.15: Hodographes de courants à la station OR2 pour un vent établi de secteur Sud-Est (7m/s) du 6/09/2010 11h00 au 7/09/2010 23h00 : écarts entre mesures et modèles.

Concernant les stations de mesures OR3 et OR4 (figures 4.16 et 4.17) on observe une assez bonne reproduction du courant moyen en notant toutefois des écarts de direction. Pour un vent de secteur Nord-ouest, la station OR3 est mieux reproduite en surface et au fond, cependant le courant moyen sur l'ensemble de la colonne d'eau montre un écart vers l'Ouest pour le modèle. Sous les mêmes conditions de vents, la station OR4 montre un décalage des courants de surface mais reproduit cependant bien les courants moyens et de fond. Pour un vent de secteur Sud-Est, nous observons également une meilleure reproduction des courants sur la station OR3 cependant, les courants de fond semblent diverger entre mesures et modèle. Pour la stations OR4, un décalage important est encore observé en surface, la dispersion des mesures y est très importante.

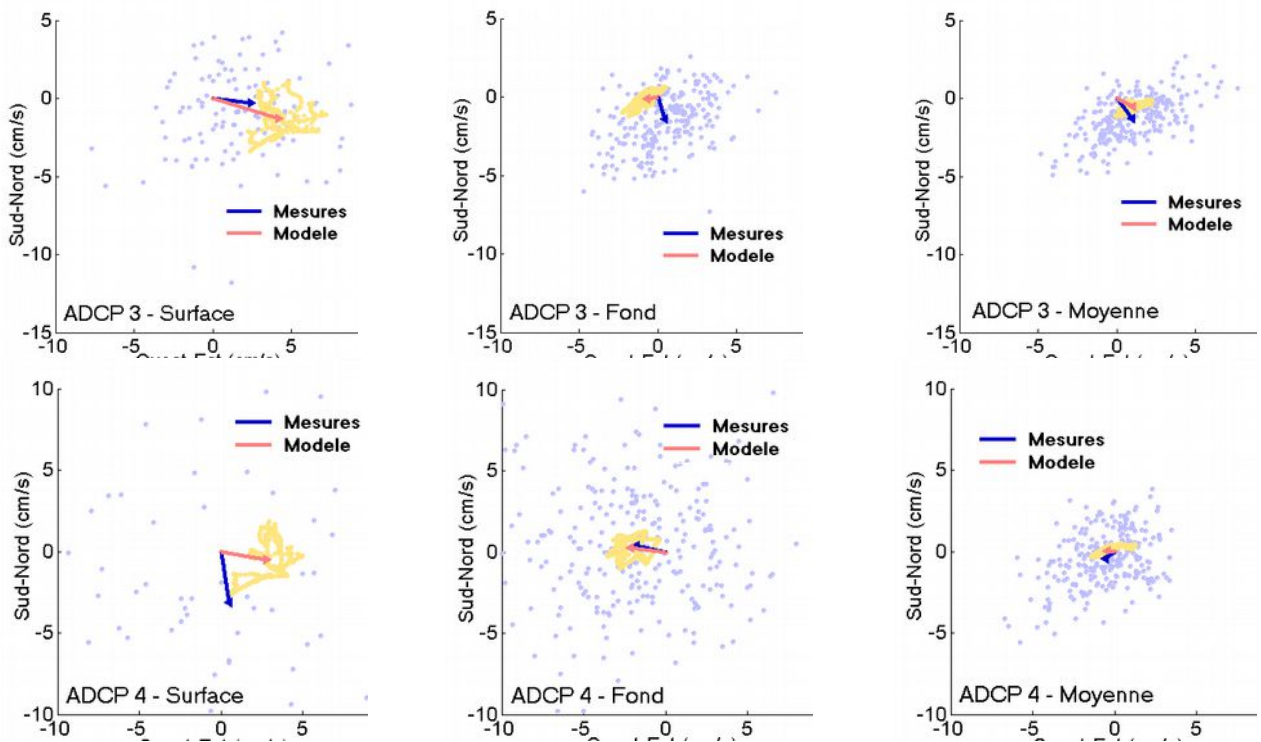


Figure 4.16: Hodographes de courants aux stations OR3 et OR4 pour un vent établi de secteur Nord-Ouest (6,7m/s) du 17/04/2012 à 02h00 au 18/04/2012 à 20h00 : écarts entre mesures et modèles.

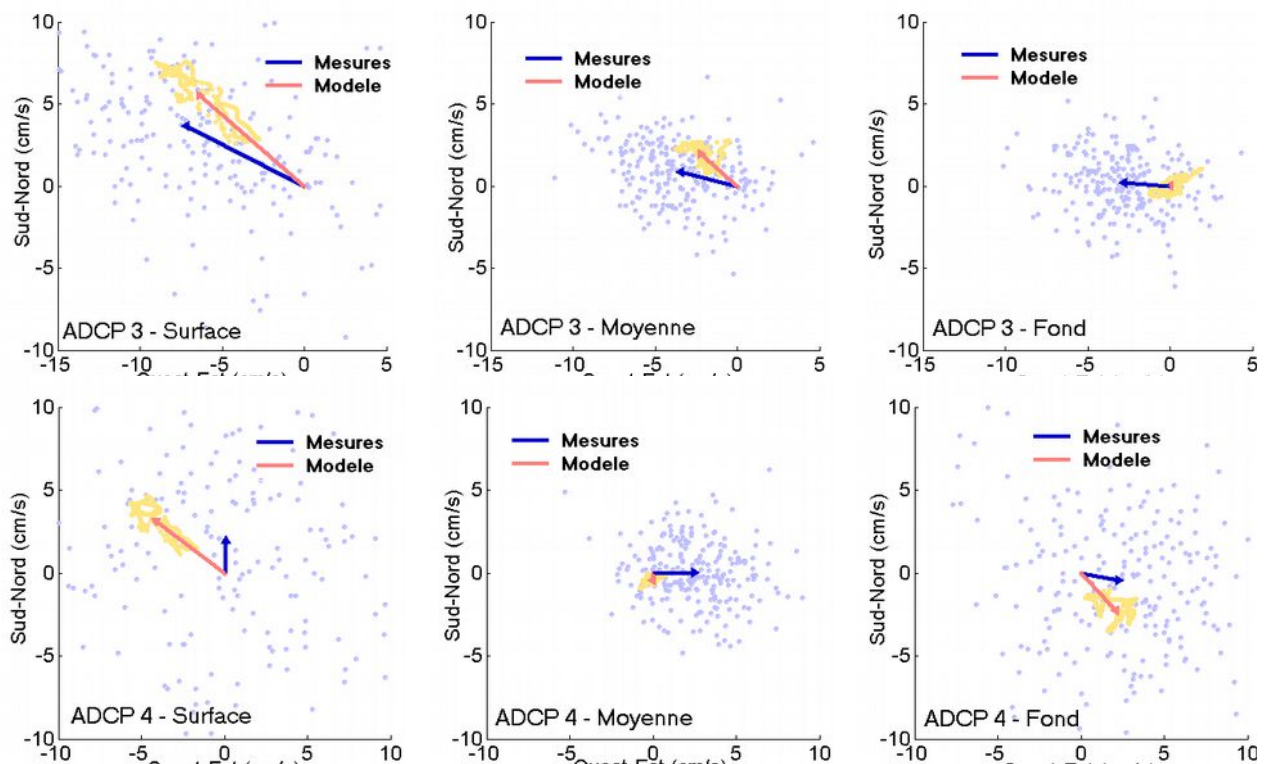


Figure 4.17: Hodographes de courants aux stations OR3 et OR4 pour un vent établi de secteur Sud-Est (9m/s) du 25/04/2012 à 08h00 au 26/04/2012 à 23h00 : écarts entre mesures et modèles.



#### **4.2.2.2. Discussion des écarts observés**

La méthode de validation par hodographes adoptée est particulièrement contraignante, en effet les erreurs individuelles des courants instantanées sont sommées dans le temps. Malgré cela, le comportement général des courants sur l'ensemble des stations étudiées est plutôt bien reproduit. Différentes explications peuvent être prises en compte pour expliquer les écarts observés entre mesures et modèle.

Tout d'abord, la forte dispersion des mesures constatée ne facilite pas ce type de validation. Une première explication peut être liée aux conditions de déploiement de l'appareil par petits fonds. En effet, la faible profondeur des lagunes et la résolution des ADCP ne permet d'utiliser qu'un petit nombre de cellules de mesures sur la verticale. De plus, il existe une zone aveugle au fond à proximité immédiate de l'appareil qui réduit d'autant plus le nombre de cellules exploitables. Dans un second temps, nous pouvons également dire que ces variations de courants correspondent à des variations en intensité et où direction du vent qui ne seraient pas prises en compte dans le modèle. Cela nous ramène une fois de plus à la résolution temporelle des données météorologiques utilisées (3 heures) qui ne permet pas de reproduire précisément les variations du vent à une échelle correspondant à celle des mesures.

Pour les stations OR3 et OR4, nous devons également prendre en compte le fait que les simulations du modèles ont été effectuées à partir de données de forçage en mer reconstituées. En effet, leur période de déploiement ne correspond pas à celle où les mesures en mer sont disponibles. Nous avons évoqué précédemment l'impact que peut avoir le vent en mer sur les niveaux de forçages à l'entrée de la lagune. Les écarts les plus importants sont ici observés pour la station OR4 qui est la plus proche du grau ce qui tend à confirmer cette hypothèse. Précisons également qu'en l'absence de mesures simultanées dans ce grau en lagune et en mer il n'a pas pu être calé et les débits échangés sont donc probablement plus importants que les débits réels.

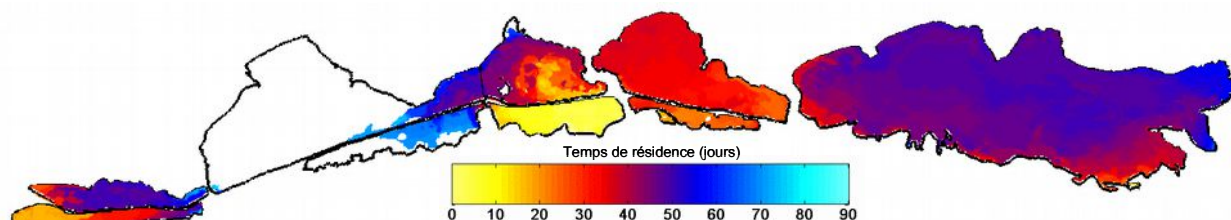
### **4.3. Simulation du fonctionnement du complexe lagunaire**

#### **4.3.1. Estimation des temps de résidence**

Le fonctionnement des écosystèmes lagunaires au niveau sédimentaire et biologique est étroitement lié à leur degré de confinement (Guelorget & Perthuisot, 1983). C'est-à-dire de l'importance des échanges hydrodynamiques avec les eaux marines pour chaque zone à l'intérieur d'un bassin semi-fermé. Différents indicateurs, sous forme de temps caractéristiques, ont été proposés pour quantifier l'efficacité du renouvellement des eaux. Ces indicateurs intègrent pour les substances dissoutes leur tendance à être exportés à l'extérieur de la lagune ou bien à être piégées par l'hydrodynamique. Le principe de temps de résidence local a été utilisé ici. Il s'agit de calculer pour chaque maille du modèle hydrodynamique le temps qu'une particule de substance dissoute y passe avant de quitter définitivement la lagune. Compte-tenu de la faible profondeur du complexe lagunaire étudié, la masse d'eau est bien mélangée sur la verticale et les temps de résidence sont donc estimés en moyenne sur la colonne d'eau.

Les temps de résidence ont été calculés à l'aide du modèle hydrodynamique appliqué à l'ensemble du complexe lagunaire palavasien pour une durée de trois mois. Les forçages pris en compte sont issus des mesures de hauteur d'eau effectuées en mer au large du grau du Prévost et

des enregistrements météorologiques de la station MétéoFrance de Montpellier-Fréjorgues. Les résultats obtenus montrent des disparités au sein des différents étangs du complexe (Figure 4.18).



**Figure 4.18: Temps de résidence simulés dans le complexe lagunaire palavasien (période de 3 mois).**

Les étangs d'Ingril Sud et du Prévost, directement reliés à la mer par leur grau, apparaissent logiquement avec les temps de résidence les plus courts. L'étang du Prévost présente un temps de résidence homogènes (en moyenne 8,5 jours). L'étang d'Ingril Sud présente dans les secteurs proches du grau des temps de résidence d'une vingtaine de jours et jusqu'à 50 jours dans les zones éloignées. L'étang de l'Arnel présente également dans sa partie centrale des temps de résidence inférieurs à 20 jours à relier avec sa communication avec l'étang du Prévost via une passe traversant le canal du Rhône à Sète. Les autres lagunes situées au nord du canal possèdent des temps de résidence plus importants supérieurs à 30 jours. Les étangs de Vic et de Pierre-Blanche apparaissent ici comme les plus confinés, leurs temps de résidence sont supérieurs à la durée de la simulation (90 jours). Précisons ici que pour l'étang de Pierre-Blanche, ces simulations n'intègrent pas d'ouverture de grau temporaire dans le lido. Lors des périodes hivernales où un grau est ouvert, les temps de résidence pour cette lagune seront plus faibles. L'ensemble de ces résultats de simulations sont toutefois à prendre avec précaution. En effet, les volumes échangés avec la mer n'ont pu être pour l'instant calés et validés qu'au niveau du grau du Prévost. L'expérience des modèles appliqués aux autres lagunes régionales montrent que le modèle MARS a tendance à sur-estimer les débits dans les graus avant calage. Ce phénomène est probablement lié à une sous-estimation des frottements dans ces canaux et pourrait donc affecter également les passes entre étangs et avec le canal du Rhône à Sète. Ceci reste pour l'instant invérifiable en l'absence de mesures. Nous pouvons cependant supposer que les temps de résidence réels sont plus long que ceux estimés ici et que les disparités spatiales observées sont globalement du même ordre.

## 4.3.2. Modélisation hydrosédimentaire

### 4.3.2.1. Principe de fonctionnement

Le modèle MARS intègre un module de dynamique sédimentaire développé à partir du modèle SIAM 3D (Le Hir et al., 2001 ; Waeles et al., 2007 ; Le Hir et al., 2011). Ce modèle sédimentaire simule les processus de transport, floculation, érosion, dépôt et consolidation des particules non dissoutes selon plusieurs classes : vases (argiles et silts), sables et graviers. Il dépend à la fois des processus hydrodynamiques calculés simultanément par le modèle MARS et des contraintes de vagues calculées dans un modèle externe (SWAN ou WAVEWATCH III) et réintégré comme conditions de forçages. Ce modèle résout l'équation de transport suivante (39) pour un sédiment dont la concentration en suspension est  $C$  et la vitesse de chute  $W_c$ .

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial (w + W_c)C}{\partial z} = E - D + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (39)$$

Où E représente le flux d'érosion défini par la formule de Parthéniades (40) et D le flux de dépôt calculé selon la relation de Krone (41) en fonction des contraintes critiques de dépôt  $\tau_{cd}$  et d'érosion  $\tau_{ce}$ . Au fond, le compartiment sédimentaire est discrétisé verticalement en un nombre variable de couches créées et supprimées dynamiquement en fonction des flux d'érosion et dépôt.

$$E = E_0 \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right) \quad (40)$$

$$D = W_c C_{MES} \left( 1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}} \right) \quad (41)$$

#### 4.3.2.2. État d'avancement

La validation du modèle sédimentaire n'est à ce jour pas achevée. Cependant, les questionnements soulevés par l'ensemble des résultats précédents permettent d'envisager des scénarios de simulations à mener ultérieurement.

- Quel est le devenir des particules remises en suspension lors des événements d'érosion observés : export vers la mer ou dépôt dans un autre secteur ?
- Où se déposent les sédiments apportés par une crue ? Ces zones concordent-elles avec les évolutions bathymétriques observées ?
- S'il n'y a pas concordance : à quelle échelle de temps les sédiments se déplacent vers ces zones ? Quelles sont les conditions de forçage favorisant cette dynamique ?
- Quelle est l'influence des crues exceptionnelles ? (Simulation de la crue de 2003).
- Quelle est l'influence de la quantité d'apports solides en une seule crue ? La réaction du système est-elle identique entre un apport unique massif et la même quantité d'apports répartie sur plusieurs années ?
- La tendance saisonnière supposée est-elle reproduite sous l'effet de forçages météorologiques normaux ?



## **CHAPITRE 5: SYNTHÈSE ET CONCLUSION**

---

---

La synthèse des différents résultats obtenus à partir d'approches complémentaires permet de dresser le bilan de la dynamique sédimentaire du complexe lagunaire sur différentes échelles temporelles.

---

---



## 5.1. Bilan des principaux résultats

### 5.1.1. Dynamique des lagunes à court terme

L'observation *in situ* de la réponse à court terme du sédiment face aux forçages physiques a permis de mettre en évidence des érosions localisées liées aux vents. Les seuils définis constituent une base indispensable à la validation prochaine du modèle hydro-sédimentaire sur le complexe lagunaire. Celle-ci devrait permettre entre autre de préciser le devenir au sein du système lagunaire des sédiments érodés lors des épisodes de vents intenses. Ce rôle du vent a pu en effet être confirmé en tant qu'élément dominant du fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire sur le complexe lagunaire palavasien. À l'échelle annuelle, il semble qu'il existe une variabilité saisonnière qui favoriserait l'érosion durant les périodes hivernales et une plus grande stabilité du sédiment dans les périodes printanières et estivales. La période d'observation limitée ne permet cependant pas un recul suffisant pour affirmer pleinement cette dynamique saisonnière.

### 5.1.2. Évolution des lagunes à moyen (pluriannuel) au long terme (siècles)

Sur une échelle temporelle plus longue, une dynamique de comblement du système lagunaire palavasien a été mise en évidence. Plusieurs facteurs peuvent être considérés pour expliquer les évolutions contraires observées d'une part sur l'évolution bathymétrique long terme et d'autre part sur les mesures *in situ*. Tout d'abord, il convient de bien garder à l'esprit que ces deux approches prennent en compte des échelles temporelles distinctes. Il est aujourd'hui admis que les taux d'érosion ou de dépôts sont étroitement liés à l'échelle d'observation (Tohlurst et al., 2000). Or, les évolutions bathymétriques étudiées considèrent au plus court une période de quinze ans alors que le suivi à haute fréquence réalisé est inférieur à deux ans. Ensuite, le suivi effectué *in situ* est basé sur des stations ponctuelles et rien ne permet d'indiquer que le bilan sédimentaire des lagunes soit négatif : du sédiment a très bien pu se déposer dans des secteurs autres que ceux observés ici. Enfin, il est nécessaire de prendre en compte la variabilité climatique. Nous avons vu au cours des chapitres précédents qu'un cycle environ quinquennal semble affecter les précipitations locales et que la période d'observation était globalement plus sèche que la normale. En conséquence, nous pouvons supposer que les apports solides du bassin versant ont très certainement été faibles. Ces constatations et les mécanismes observés à court terme m'amènent à proposer le modèle conceptuel suivant en ce qui concerne l'évolution des lagunes du complexe palavasien :

- Dans un contexte d'apports faibles, les sédiments lagunaires sont remaniés sous l'influence des vents avec probablement une alternance saisonnière (érosions hivernales, dépôts ou stabilité estivale).
- Dans un contexte d'apports importants, les sédiments se déposent à proximité des embouchures et des graus (l'extension spatiale reste à déterminer). Ces dépôts constituent une source pour les remaniements ultérieurs.
- Les sédiments remis en suspension vont progressivement aller se déposer dans des zones d'accumulation préférentielles à l'échelle pluriannuelle. Ces zones sont liées à l'hydrodynamique (confinement, faibles courants).
- Sur le plus long terme, l'importance relative des périodes d'apports faibles ou importants et donc des conditions météorologiques constitue un facteur déterminant pour le bilan sédimentaire.

- Enfin, l'évolution du taux de sédimentation par rapport au taux d'élévation du niveau marin conditionne le devenir morphologique de la lagune.

### **5.1.3. Synthèse évolutive du complexe lagunaire palavasien**

À partir des données topo-bathymétriques présentées au chapitre 2, la combinaison des bilans sédimentaires intermédiaires (1868-1965 ; 1965-1980s ; 1980s-2005) permet de définir des zones de dépôts préférentielles (dynamique de dépôt observée pour chaque période) ainsi que des zones de pertes sédimentaires préférentielles. La mise en relation de ces données avec les cartographies plus anciennes et la courantologie déterminée au sein du modèle hydrodynamique (chapitre 4) a permis de dresser une synthèse pour chacun des étangs du complexe lagunaire Palavasien-Or. Cette synthèse (Figure 5.1) permet de retracer les facteurs d'évolution du complexe lagunaire depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle. Cette période a vu la fragmentation de l'espace lagunaire par le début des travaux de mise en place du Canal du Rhône à Sète. Le Lez a également été endigué jusqu'à la mer. Les tempêtes du Petit-Âge glaciaire ont contribué à l'évolution morphologique du lido en créant des cônes de dépôts dans les lagunes. D'autres aménagements ont ensuite contribué à son évolution. Au XIX<sup>ème</sup> siècle, le canal du Rhône à Sète est prolongé dans le cordon littoral au sud de l'étang de l'Or. Le port de Sète-Frontignan se développe en comblant une partie des étangs d'Ingril et La Peyrade ; ce développement se poursuit au XX<sup>ème</sup>. Dans la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, les comblements associés au développement touristique et urbain réduisent la surface lagunaire. De nouveaux ports et graus sont creusés, puis le littoral soumis à l'érosion est protégé. Durant tout ce temps, les apports des cours d'eau contribuent également au comblement lagunaire ; leur progradation sur l'espace lagunaire est clairement visible. Ainsi, deux facteurs principaux ont permis l'évolution du complexe lagunaire : les apports naturels et la contribution anthropique.



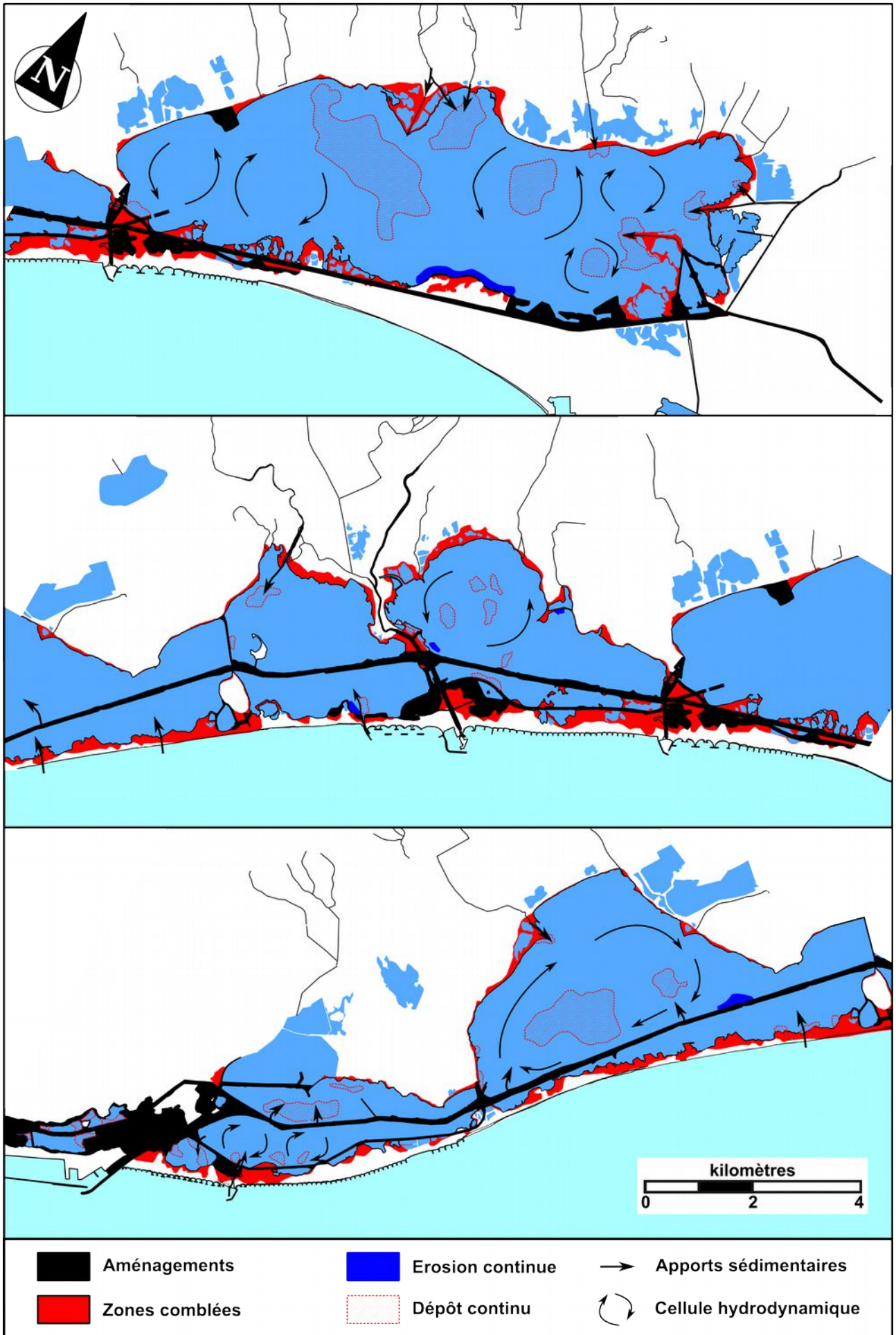


Figure 5.1: Synthèse évolutive du complexe lagunaire palavasien depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle.



#### **5.1.3.1. Étangs d'Ingril et de la Peyrade**

Les étangs d'Ingril et de la Peyrade ont fait l'objet de nombreux aménagements depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle. Ils ont été compartimentés par la création des salins de Frontignan, puis par le canal du Rhône à Sète entre les XVIII<sup>ème</sup> et XIX<sup>ème</sup> siècles. Une dynamique marine importante est également constatée avec une avancée de cônes de tempêtes sur l'étang d'Ingril Sud. Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, les aménagements sont conséquents : zone industrialo-portuaire de Sète-Frontignan, développement touristique (Frontignan Plage, port de plaisance et route du littoral) puis creusement d'une déviation du canal du Rhône à Sète vers le port de commerce. En l'absence d'apports directs de cours d'eau, nous pouvons constater que le comblement actuel de l'étang d'Ingril Sud dépend principalement des apports marins via le grau artificiel. Pour l'étang des Mouettes, très confiné, les zones d'accumulation sont liées aux apports par la buse qui le relie à l'étang d'Ingril Sud. Pour l'étang d'Ingril Nord, le comblement apparaît comme plus important et s'effectue par les apports du canal du Rhône à Sète.

#### **5.1.3.2. Étang de Vic**

La morphologie générale de l'étang de Vic a peu évolué depuis la construction du canal du Rhône à Sète. Les pertes de surfaces constatées sont liées aux apports des cours d'eau, principalement la Robine de Vic au nord-ouest. Les principales zones d'accumulation se situent dans les secteurs les plus profonds de l'étang et correspondent également à la zone centrale de la principale cellule de circulation hydrodynamique observée sur cet étang. Une zone de comblement est également observée dans le secteur sud-ouest près de la passe le reliant à l'étang d'Ingril. L'étang de Vic présente une des rares zones d'érosion continue sur le complexe lagunaire. Cette érosion localisée au droit d'une passe avec le canal du Rhône à Sète et l'étang de Pierre-Blanche est très certainement liée aux dragages destinés à maintenir la navigation.

#### **5.1.3.3. Étang de Pierre-Blanche**

L'évolution de l'étang de Pierre-Blanche apparaît comme essentiellement due à la dynamique marine. Les cônes de tempêtes sont nettement visibles le long du cordon littoral. Les zones présentant une dynamique continue de dépôt correspondent au secteur où l'ouverture de graus temporaires a été observée dans la période récente. Notons également quelques aménagements autour de l'île de Maguelone depuis les années 1960.

#### **5.1.3.4. Étang de l'Arnel**

La diminution de surface de l'étang de l'Arnel est la conséquence des apports de la Mosson et du Lez. Le Lez qui auparavant débouchait dans le bassin lagunaire entre les étangs de l'Arnel et du Méjean a été endigué jusqu'à la mer au cours du XVIII<sup>ème</sup> siècle (auparavant il existait un chenal dragué vers la mer mais non endigué), il traverse le canal du Rhône à Sète au lieu dit des 4 canaux. Son impact en termes d'apports sur le comblement lagunaire est donc aujourd'hui moins important que dans les siècles précédents. Les zones de dépôts continus de l'étang de l'Arnel se localisent à proximité de l'embouchure de la Mosson ainsi qu'au niveau de la passe avec l'étang de Vic.

#### 5.1.3.5. Étang du Prévost

Le comblement observé pour l'étang du Prévost est essentiellement causé par les aménagements et notamment l'extension de la ville de Palavas sur l'étang au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. L'avancée du cordon littoral est également constatée. La dynamique montre une accumulation au droit du grau qui a été ouvert au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. Une zone d'érosion continue est constatée à proximité de ce même grau. Elle est le résultat de dragages dans la zone de production conchylicole.

#### 5.1.3.6. Étang du Méjean

L'influence des apports terrestres est clairement visible dans le comblement de la rive Nord de l'étang du Méjean. Les principales zones d'accumulations sont regroupées au centre de la cellule de circulation hydrodynamique du bassin Ouest. Leur organisation en plusieurs zones est liée à la présence de massifs de « cascails » (*Ficopomatus enigmaticus*) un vers constructeur de récifs calcaires qui se développe dans les eaux calmes et riches en nutriments (Müller & Wilke, 2004). La barrière de cascails qui sépare les bassins Ouest et Est de l'étang du Méjean constitue également une zone d'accumulation. Sa localisation à cet endroit est liée à la présence sous-jacente d'un canal prévu par les travaux proposés en 1868 (Régy, 1868). Deux zones d'érosion continue apparaissent également sur les bords de l'étang.

#### 5.1.3.7. Étang du Grec

L'étang du Grec a été réduit et fragmenté par les aménagements anciens (canal du Rhône à Sète et canal du Lez) et surtout ceux survenus depuis les années 1960 au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. Son comblement initial fait apparaître des cônes de tempêtes marquant l'avancée du lido sur la lagune. Deux secteurs particulièrement marqués par cette avancée sont liés à la présence d'anciens graus. Le premier est localisé au niveau de Palavas (grau naturel avant la canalisation du Lez). Le second se situe à l'Est de l'étang, à proximité du grau de Carnon ; il correspond à un grau naturel intermittent présent sur les cartes du XIX<sup>ème</sup> siècle et les photos aériennes de 1937. Une zone d'accumulation est observée à proximité de la route et du bassin du Levant. Ce secteur constituait anciennement la zone centrale, la plus profonde, du plan d'eau avant les aménagements du littoral. Il est aujourd'hui sous l'influence de la passe avec le bassin du Levant.

#### 5.1.3.8. Étang de l'Or

La morphologie de l'étang de l'Or a évolué avec la combinaison des influences marines, terrestres et des aménagements. D'importants cônes de tempêtes (Petit Travers, Grand Travers, Avranche) se sont déposés dans la partie Sud au cours du Petit Âge Glaciaire avant le creusement du canal du Rhône à Sète (cette partie a été mise en œuvre au XIX<sup>ème</sup> siècle). Une réduction de l'espace lagunaire est observée aux abords des cours d'eau. La progradation du Salaison est particulièrement marquée. Elle est très certainement à l'origine des deux principales zones d'accumulations observées au centre de l'étang et dans la baie de la Capoulière. Cette dernière marque un comblement accru dans les périodes récentes en lien avec la création d'un chenal d'évacuation des crues du Salaison qui s'y déverse. La zone d'accumulation centrale présente des courants faibles qui favorisent d'autant plus le dépôt. Dans le secteur Est de l'étang des zones d'accumulations sont marquées pour la Cadoule et les canaux de Lunel et de la Radelle mais pas au niveau des autres apports (Bérange, canaux de l'Or et de Lansargues). La circulation hydrodynamique s'organise en de multiples cellules de circulations qui confinent plusieurs zones d'accumulation.

L'étang a aussi fait l'objet d'aménagements liés au développement de la frange littorale au niveau de Carnon (grau, port, canal du Rhône à Sète, routes et extension urbaine), ainsi que des passes et canaux dans la partie Sud-Est. La rive Nord-Ouest a également été comblée pour l'extension de l'aéroport de Montpellier-Fréjorgues. Enfin, la zone en déficit sédimentaire au sud de l'étang est constituée par un chenal dragué.

## **5.2. Perspectives**

### **5.2.1. L'avenir des lagunes et leur gestion**

Le taux de sédimentation moyen estimé pour le complexe lagunaire palavasien ( $1,3 \pm 1$  mm/an) est du même ordre voire inférieur à l'augmentation future du niveau de la mer envisagée par les scénarios du GIEC. Les incertitudes liées aux deux estimations empêchent pour l'instant de conclure avec certitude sur l'avenir des lagunes du complexe palavasien. Le recul des lidos vers les lagunes va très certainement se poursuivre, à terme il n'est pas improbable que des graus naturels puissent s'ouvrir de façon permanente dans les étangs de la frange littorale. Cette optique s'accompagne évidemment d'interrogations sur la gestion des enjeux humains présents sur le lido. Pour les lagunes situées en arrière du canal du Rhône à Sète, le comblement par les apports terrestres va certainement se poursuivre dans un futur proche. Cependant, le risque de comblement des petits étangs par une seule crue, parfois évoqué par exemple pour l'étang de l'Arnel (Girard, 1992), apparaît comme peu probable au regard des dynamiques qui ont pu être observées sur les différentes échelles temporelles. En cas de remontée rapide du niveau marin, il n'est pas exclu non plus que ces lagunes s'étendent en submergeant leurs zones humides périphériques. Si l'objectif de gestion est de maintenir les lagunes dans une situation morphologique stable, les mesures suivantes peuvent être entreprises :

- Suivre les zones d'accumulations préférentielles dont les profondeurs sont réduites (passes, embouchures de cours d'eau) et intervenir si nécessaire.
- Limiter l'influence du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer par des mesures préventives adaptées.

### **5.2.2. Perspectives de recherche**

Les présents travaux ont permis de dresser un premier bilan sur le fonctionnement sédimentaire et hydrodynamique du complexe lagunaire palavasien. Les perspectives immédiates concernent la poursuite de l'exploitation du modèle qui a été mis en place. La validation du modèle hydro-sédimentaire sur les données acquises au cours de mes travaux devrait déjà permettre d'apporter des réponses complémentaires. Où sont transportés les sédiments érodés ? Où se déposent les apports des crues ? De simples simulations sur les périodes considérées devraient permettre d'y répondre. Il sera également possible de simuler la redistribution du sédiment selon différents forçages météorologiques et de les comparer par rapport aux zones d'accumulation préférentielle qui ont été mises en évidence. A plus long terme, les simulations pourraient s'appuyer sur l'alternance de cycles pluriannuels humides et secs dans la climatologie locale. Une des pistes que nous pouvons proposer est d'utiliser la répartition temporelle des sédiments. L'idée est de comparer l'évolution sédimentaire lors de cinq années d'apports réalistes par rapport à une simulation d'une année sur laquelle la somme des apports solides des cinq ans serait regroupée. Si les différences sont peu marquées, il serait alors possible d'effectuer des simulations à plus long terme avec un temps de calcul réduit. Une autre piste à considérer serait la

simulation des crues historiques importantes (1996, 2002, 2003) pour vérifier l'hypothèse selon laquelle la tendance érosive observée pourrait être liée à l'absence de crue majeure durant la période d'observation.

Des applications supplémentaires du modèle développé sont possibles notamment vis-à-vis des problématiques d'eutrophisation, de qualité de l'eau et de restauration des écosystèmes lagunaires. Des travaux sont d'ores et déjà entrepris dans ce sens : estimation des stocks de phosphore et d'azote, évaluation des temps de résidence. Ils restent cependant limités par la précision du modèle. À terme il devrait être possible d'évaluer le potentiel de restauration du complexe lagunaire, notamment grâce à une meilleure compréhension de la remobilisation de ces stocks sédimentaires d'azote et phosphore et au couplage du modèle hydro-sédimentaire avec un modèle biologique. L'impact écologique de certains aménagements pourrait également être évalué, comme par exemple l'ouverture d'un grau supplémentaire.

Ces travaux ont également fait apparaître des lacunes en termes de données qui constituent aujourd'hui des limites à l'interprétation des résultats du modèle mis en place. Les principales pistes d'amélioration envisageables sont les suivantes :

- Amélioration de la connaissance des niveaux d'eau et des effets du vent.
- Quantification des débits solides entrant et sortants
- Suivis complémentaires de la dynamique sédimentaire

L'amélioration de la connaissance des vents locaux et des hauteurs d'eau est une condition nécessaire pour une meilleure fiabilité du modèle. Nous avons mis en lumière des différences notables entre le forçage du niveau marin mesuré et le forçage théorique reproduit à partir de la pression atmosphérique et des coefficients de marée. Ces différences sont vraisemblablement liées aux vents. Des mesures de niveaux d'eau en mer et en lagune au niveau des graus de Carnon et d'Ingril permettraient de caler le modèle sur ces secteurs. L'étude de l'effet local du vent sur les niveaux d'eau en mer pourrait être également entreprise afin de générer à terme des niveaux d'eau de forçage théoriques plus réalistes. Du côté des lagunes, le vent actuellement utilisé comme forçage est mesuré à Montpellier-Fréjorgues, au bord de l'étang de l'Or, avec une résolution de trois heures. Or nous avons vu qu'il s'agit ici d'un forçage déterminant à la fois pour les mouvements sédimentaires et pour l'hydrodynamisme. De plus, le vent mesuré à Sète à l'autre bout du complexe présente des différences avec cette station (voir chapitre 1). Je préconise la mise en place de mesures de vents sur des points intermédiaires afin de déterminer les zones de bascule entre les deux régimes de vents ce qui permettrait de générer des forçages plus adaptés. L'acquisition de mesures d'intensité et direction avec un pas de temps plus court (par exemple dix minutes) serait également nécessaire pour reproduire plus fidèlement les processus fins et la variabilité des courants. Pour les niveaux d'eau dans les lagunes, des échelles limnigraphiques sont en cours d'installation par le SYBLE sur l'ensemble du complexe (EGIS, 2011), elles devraient permettre de constituer des repères de calage ponctuels par exemple lors des événements extrêmes (crues ou tempêtes). Des mesures de débits dans les principales passes entre le canal et les lagunes seraient également à envisager.

Les débits solides apportés par les cours d'eau et les graus dans le complexe lagunaire restent encore mal connus. Les rares données disponibles pour les cours d'eau ne permettent pas de rendre compte des apports de crues qui sont très certainement dominants. Une solution consisterait à mener des campagnes de mesures lors d'évènements de crues afin de calibrer des relations entre débits liquides et solides et de quantifier les apports totaux d'un événement. Pour

cela, les cours d'eau à proximité desquels des zones d'accumulation ont été mises en évidence semblent prioritaires : Mosson, Robine de Vic, Salaison, Cadoule, canaux de Lunel et de la Radelle. Il est également nécessaire d'estimer les apports sableux par les graus permanents ou temporaires lors des événements de tempêtes.

Des suivis complémentaires de la dynamique sédimentaire seront également nécessaires pour préciser les mécanismes observés au cours de cette thèse. L'observation sur le long terme des processus est contraignante compte tenu de la maintenance des appareils et des risques de dégradation. Un suivi haute fréquence localisé, de court terme, associé à un suivi bathymétrique à plus longue échéance apporterait des informations complémentaires. Le suivi localisé consisterait à déployer plusieurs Altus pour une courte durée (quelques semaines ou mois) autour d'une zone d'apports. Mené en même temps que la quantification des apports ce suivi permettrait de caler plus finement le modèle hydro-sédimentaire. Un suivi bathymétrique saisonnier sur cette zone permettrait de confirmer ou infirmer l'hypothèse d'une variabilité saisonnière dans la dynamique sédimentaire. Pour suivre l'évolution à plus long terme, des levés bathymétriques à plus large échelle s'avèrent un outil de choix. Je propose une périodicité de dix ans pour ces suivis. Cela permet d'une part de s'affranchir des variabilités saisonnières et d'autre part d'intégrer la cyclicité pluriannuelle des apports.

Enfin, une piste envisageable à plus longue échéance serait le couplage du modèle hydro-sédimentaire du complexe lagunaire palavasien avec les modèles morphodynamiques actuellement développés sur la zone côtière du Golfe d'Aigues-Mortes. Cela permettrait de simuler la dynamique de recul du lido vers l'intérieur des lagunes sous l'effet de l'élévation du niveau marin moyen et des tempêtes.





## BIBLIOGRAPHIE

Allard J., Chaumillon E. and Fenies H. (2009). *A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of wave-dominated estuary: the Arcachon lagoon, SW France*. Continental Shelf Research, 29, pp. 957-969.

Andreossy F. (1669). *Carte du Canal Royal de Communication des Mers en Languedoc*. Bibliothèque Nationale de France (btv1b77113963).

Appleby P. and Oldfield F. (1992). *Application of lead-210 to sedimentation studies*. In Ivanovich M., Harmon R.S. (Eds.) Uranium Series Disequilibrium: application to earth, marine and environmental sciences. Clarendon Press, pp. 773-778.

Arakawa A. and Lamb V.R. (1977). *Computational design of the basic dynamical processes in the UCLA general circulation model*. Methods of computational physics, 17, pp. 174-265.

**Barbier M.** (2007). *Comblement sédimentaire et événements climatiques catastrophiques dans les lagunes du haut Languedoc au cours de l'Holocène*. Mémoire de Master 1 Reservoir, Université de Montpellier 2 - Géosciences Montpellier.

Barusseau J.P., Girese P., Planchais N. and Radakovitch O. (1992). *La sédimentation lagunaire des derniers siècles en Languedoc-Roussillon : données sédimentologiques, isotopiques et palynologiques*. Vie et Milieu, 42(3-4), pp. 307-320.

Bassoullet P., Verney R., Kervella S., Jestin H. et Voineson G. (2000). *Utilisation d'un altimètre ALTUS destiné à la quantification des dépôt/érosion en domaine littoral pour l'étude des corrélations avec les caractéristiques des vagues et les interfaces de dépôts*. La Houille Blanche, 5, pp. 81-86.

Bellucci L.G., Frignani M., Cochran J.K. Albertazzi S., Zaggia L., Cecconi G. and Hopkins H. (2007).  *$^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  as chronometers for salt marsh accretion in the Venice Lagoon : links to flooding frequency and climate change*. Journal of Environmental Radioactivity, 97, pp. 85-102.

Blanchemanche P., Berger J.F., Chabal L., Jorda C., Jung C. and Raynaud C. (2003). *Le littoral Languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle (Hérault, Gard)*. Dans Muxart T., Vivien F.D., Villabla B., Burnouf J. (Eds.) Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées – bilan du programme PEVS/SEDD. Elsevier, coll. Environnement, pp. 79-92.

Blumberg A.F. and Mellor G.L. (1987). *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*. Dans Norman S. Heaps (Ed.) Three dimensionnal coastal ocean models. American Geophysical Union, pp. 1-16.

- Bordelais S. (2005). *Étude géochimique de radiochimique des événements de crues et tempêtes à l'Holocène enregistrés par les sédiments lagunaires du littoral languedocien.* Mémoire de DEA Structure et évolution de la lithosphère, Université de Montpellier 2 - Géosciences Montpellier, 36 pages.
- Bourrin F., Durrieu de Madron X. and Ludwig W. (2006). *Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean sea).* Vie et Milieu, 56(4), pp. 307-314.
- Brambati A., Carbognin L., Quaia T., Teatini P. and Tosi L. (2003). *The Lagoon of Venice : geological setting, evolution and land subsidence.* Journal of International Geosciences, 26(3), pp. 264-268.
- Burtchaell O. (2000). *Les variations du niveau de l'étang de Thau : étude des phénomènes de surcotes/décotes au sein d'un milieu lagunaire méditerranéen.* Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Paris 1, 188 pages.
- Cabanes C., Cazenave A. and Le Provost C. (2001). *Sea-level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observation.* Science, 294, pp. 840-842.
- Caillaud M. et Theetten S. (2010). *Documentation et manuel d'utilisation du code d'interpolation de maillage bathymétrique.* Version 0.1 – Ifremer DYNECO-PHYSED, 10 pages.
- Calafat F. and Gomis D. (2009). *Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945-2000.* Global and Planetary Change, 66, pp. 225-234.
- Cassini C.F. (1778). *Carte de l'académie du Royaume de France.* Feuille n°57, Lodève, levés de terrain 1770-1772.
- Castaigns J., Dezileau L., Fiandrino A. et Verney R. (2011). *Évolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen : le système des étangs Palavasiens (France).* Revue Paralia, 4, pp. 7.1-7.12.
- Castaigns J. (2008). *État de l'art des connaissances du phénomène de comblement des milieux lagunaires.* Mémoire de Master 2 Gestion du Littoral et des Mers, Université de Montpellier 2 - Cépralmar, Réseau de Suivi Lagunaire, 100 pages.
- Cataliotti-Valdina D. (1978). *Modalités et bilan de la sédimentation pélagique dans un milieu margino-littoral : le complexe lagunaire de Bages-Sigean.* Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 203 pages.
- Cavero J. (2010). *Paléogéographie des étangs narbonnais d'après les sources cartographiques anciennes.* Géocarrefour, 85(1), pp. 29-40.
- Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F., Dominh K. and Toumazou V. (2002). *Sea-level variation in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges.* Global and Planetary Change, 34, pp. 59-86.

Cazenave A., Lombard A. and Llovel W. (2008). *Present day sea level rise : a synthesis*. Comptes Rendus Géosciences, 340, pp. 761-770.

Certain R., Tessier B., Courp T., Barusseau J.P. et Pauc H. (2004). *Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées-Orientales, SE France)*. Bulletin de la Société Géologique de France, 175(1), pp. 35-48.

Chapelle A., Lazure P. and Souchu P. (2001). *Modeling anoxia in the Thau lagoon (France)*. Oceanologica Acta, 24, pp. 87-97.

Charmasson S., Radakovitch O., Arnaud M., Bouisset P. and Pruchon A. (1998). *Long-cores profiles of  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{134}\text{Cs}$ ,  $^{60}\text{Co}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in sediment near the Rhone River (Northwestern Mediterranean sea)*. Estuaries, 21(3), pp. 367-378.

CNABRL (1965). *Cartes bathymétriques des étangs du littoral Languedocien*. Mission Interministérielle pour l'aménagement du littoral du Languedoc-Roussillon.

Colin M. (2009). *Estimation des échanges mer-lagunes en lien avec la Directive Cadre Eau*. Mémoire de Master Géosciences et environnement marin, Université de Perpignan - Ifremer, IX-Survey, 37 pages.

Crutzen P.J. (2002). *Geology of mankind*. Nature, 415, 23.

Dalrymple R.W., Zaitlin B.A. and Boyd R. (1992). *Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications*. Journal of Sedimentary Research, 62(6), pp. 1130-1146.

Dezileau L., Bordelais S., Condomines M., Bouchette F. et Briquet L. (2005). *Évolution des lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes à partir de l'étude de carottes sédimentaires courtes (étude géochronologique, sédimentologique et géochimique des sédiments récents)*. 10ème Congrès de l'Association des Sédimentologistes Français, Livre 51, Presqu'île de Giens.

Dezileau L., Sabatier P., Blanchemanche P., Joly B., Swingedouw D., Cassou C., Castaings J., Martinez P. and Van Grafenstein U. (2011). *Intense storm activity during the Little Ice Age on the french Mediterranean coast*. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 299(1-2), pp. 289-297.

Di Lorenzo J.L. (1988). *The overtide and filtering response of small inlet/bay systems*. Lectures notes on Coastal and Estuarine Studies, 29, pp. 24-53.

Douboul-Ravazet C. et Martin R. (1981). *La sédimentation Holocène dans trois étangs du littoral du Languedoc-Roussillon*. Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie, 15(1-2), pp. 69-86.

Duck R.W and Da Silva J.F. (2012). *Coastal lagoons and their evolution: A hydromorphological perspective*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 110, pp. 2-14.

Dyer K.R. and Manning A.J. (1999). *Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs and their fractal dimensions*. Journal of Coastal Research, 41, pp. 87-95.

EDATER (2008). *Étude sur le changement climatique en Languedoc-Roussillon : Quelles conséquences économiques et sociales*. Rapport final, tome 1 - Préfecture de Région Languedoc-Roussillon, 69 pages.

EGIS – BCEOM (2011). *Étude du fonctionnement hydraulique du complexe “étangs Palavasiens – étang d'Ingril – étang de l'Or” en situation de crue et de tempête marine*. Rapport d'étude - SYBLE (Syndicat mixte du bassin du Lez), 110 pages.

EHESS, CNRS, BNF (2004). *Des villages de Cassini aux communes d'aujourd'hui*. Consulté sur [http://cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/5\\_donnees.htm](http://cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/5_donnees.htm)

Fiandrino M. (2004). *Flux de matières en suspension des fleuves côtiers se jetant dans l'étang de Berre*. - La Houille Blanche, 4, pp.97-101.

Fiandrino A. et Verney R. (2010). *Développement d'un modèle hydrosédimentaire sur les masses d'eau de transition : application à la lagune de Thau*. Rapport technique - Ifremer, Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, 32 pages.

Fiandrino A., Cesmat L., Dumas F., Jouan M. and Laanaia N. (2009). *A hydrodynamic model for Mediterranean lagoons (MARS-3D): calibration and estimation of water residence time in the Thau lagoon (France)*. 4th EUROLAG, European Conference on Coastal Lagoon Research, Montpellier, December 2009.

Frénod E. et Goubert E. (2007). *A first step towards modelling confinement of paralic ecosystems*. Ecological Modelling, 200, pp. 139-148.

Gaertner-Mazouni N. and De Wit R. (2012). *Exploring new issues for coastal lagoons monitoring and management*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, In Press, 1-6.

Ganthy F. (2011). *Rôle des herbiers de zostères (Zostera noltii) sur la dynamique sédimentaire du Bassin d'Arcachon*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 262 pages.

Gaspar P., Grégoris Y. and Lefevre J.M. (1990). *A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site*. Journal of Geophysical Research, 95, pp. 16179-16193.

GIEC (2007a). *Bilan 2007 des changements climatiques*. Contribution des groupes I, II et III au 4ème rapport d'évaluation - Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (sous la direction de Pachauri R.K. Et Reisinger A.), 103 pages.

GIEC (2007b). *Climate change 2007. The physical science basis*. Contribution of working group I to the 4th assessment report (Summary for policy makers) - Intergovernmental Panel on Climate Change, 21 pages.

Girard J-L. (1992). *Le comblement des étangs*. Rapport technique - Service Maritime et de Navigation du Languedoc Roussillon, 62 pages.

Golberg E. (1963). *Geochronology with  $^{210}\text{Pb}$* . In International Atomic Agency Radioactive Dating. International Atomic Agency, pp. 121-131.

Gomez E., Millet B. and Picot B. (1998). *Nutrient accumulation in a lagoon sediment relating to hydrodynamic conditions*. *Oceanologica Acta*, 21(6), pp. 805-817.

Gouze E., Raimbault P., Garcia N., Bernard G. et Picon P. (2008). *Apports de nutriments et de matières en suspension à l'étang de Berre (France) : contribution des crues au bilan de matière*. *Comptes Rendus Géosciences*, 340(4), pp. 233-244.

Guelorget O., Perthuisot J.P. (1983). *Le domaine paralique : expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement*. Travaux du laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure - Presses de l'ENS, 136 pages.

Guennoc P. and Lenotre N. (2009). *France's coastlines evolution shaped by vertical movements*. *Geosciences*, 9, pp. 46-55.

Guyondet T. and Koutitonsky V.G. (2008). *Tidal and residual circulations in coupled restricted and leaky lagoons*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(3), pp. 396-408.

Guyonneaud R., De Wit R., Matheron R. and Caumette P. (1998). *Impact of macroalgal dredging on dystrophic crises and phototrophic bacterial blooms (red waters) in a brackish coastal lagoon*. *Oceanologica Acta*, 21(4), pp. 551-561.

Ifremer, SHOM, IGN (2009). *Photographies anciennes du littoral*. Consulté sur <http://www.ifremer.fr/sextant/fr/web/photos-anciennes-littoral>

Isla F.I. (1995). *Coastal lagoons (chapter 9)*. In Perillo G.M.E. (Eds) Geomorphology and sedimentology of estuaries. Elsevier Developments in sedimentology, vol. 53, pp. 241-272.

Jonsson J.G. (1967). *Wave boundary layers and friction factors*. 10th conference on coastal engineering, Tokyo, September 1966.

Kirchner G. (2011).  *$^{210}\text{Pb}$  as a tool for establishing sediment chronologies : examples of potentials and limitations of conventional dating models*. *Journal of Environmental Radioactivity*, 102, pp. 490-494.

Kjerfve B., Bird E.C.F., Martin L. *et al.* (1994). *Coastal lagoon processes*. Elsevier Oceanography Series, Columbia S.C., 577 pages.

Larras J. (1964). *Embouchures, estuaires, lagunes, deltas*. 172 pages.

Lazure P. and Dumas F. (2008). *An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for application at regional scale (MARS)*. *Advances in Water Resources*, 31, pp. 233-250.

Lazure P., and Jegou A.M. (1998). *3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf*. *Oceanologica Acta*, 21(2), pp. 165-177.

Le Hir P., Ficht A., Silva Jacinto R., Lesueur P., Dupont J.P., Lafite R., Brenon I., Thouvenin B. and Cugier P. (2001). *Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine Estuary (France)*. *Estuaries*, 24 (68), pp. 950-963.

Le Hir P., Cayocca F. and Waeles B. (2011). *Dynamics of sand and mud mixtures: a multiprocess-based modelling strategy*. *Continental Shelf Research*, 31(10), pp. 135-149.

Leendertse J.J. and Gritton E.C. (1971). *A water quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. Vol.2 : Computation procedures*. Report R708-NYC - Rand Institute, 53 pages.

Lundkvist M., Grue M., Friend P.L. and Flindt M.R. (2007). *The relative contribution of physical and microbiological factors to cohesive sediment stability*. *Continental Shelf Research*, 27, pp. 1143-1152.

Martin R. (1978). *Évolution Holocène et actuelle des conditions de sédimentation dans le milieu lagunaire de Salses-Leucate*. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 210 pages.

Mehta J. and Ozsoy A.E. (1978). *Inlet Hydraulics*. In Brunn P. (Ed.) Stability of tidal inlets theory and engineering. Elsevier Publishing, 96 pages.

Mermillod-Blondin F., Carcaillet F.F. and Rosenberg R. (2005). *Biodiversity of benthic invertebrates and organic matter processing in shallow marine sediments: an experimental study*. *Journal of experimental marine biology and ecology*, 315(2), pp.187-209.

Meyssignac B., Calafat F.M., Somot S., Rupolo V., Stocchi P., Llovel W. and Cazenave A. (2011). *Two-dimensional reconstruction of the Mediterranean sea level over 1970-2006 from tide gauge data and regional ocean circulation model outputs*. *Global and Planetary Change*, 77, pp. 49-61.

Migniot C. (1989). *Tassement et rhéologie des vases*. *La Houille Blanche*, 1, pp. 11-29.

Mikes D., Lafite R. and Belorgey M. (2004). *Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with materials from the Seine Estuary, Northwestern France*. *Journal of Coastal Research*, SI 41, pp. 82-89.

Mitchener H. and Torfs H. (1996). *Erosion of mud/sand mixtures*. *Coastal Engineering*, 29, pp. 1-25.

Molinaroli E., Guerzoni S., Sarretta A., Masiol M. and Pistolato M. (2009). *Thirty year changes (1970-2000) in bathymetry and sediment texture recorded in the Lagoon of Venice sub-basins, Italy*. Marine Geology, 258, pp. 115-125.

Morton R.A., Ward G.H., White W.A. (2000). *Rates of sediment supply and sea-level rise in a large coastal lagoon*. Marine Geology, 167, pp. 261-284.

Müller M. et Wilke M. (2004). *Le rôle du cascail (*Ficopomatus enigmaticus*) dans le fonctionnement naturel des étangs littoraux du Languedoc-Roussillon*. Rapport d'étude d'Aqua Expert et du Centre d'Etude Hydrobiologiques de Perpignan - DIREN LR, SMGEO, CG11, 150 pages.

Nichols M.M (1989). *Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons*. Marine Geology, 88, pp. 201-219.

Oertel G.F., Kraft J.C., Kearney M.S. and Woo H.J. (1992). *A rational theory for barrier-lagoon development*. Quaternary Coasts of the United States, 48, pp. 77-87.

Orvain F., Le Hir P. and Sauriau P.G. (2003). *A model of fluff layer erosion and subsequent bed erosion in the presence of the bioturbator *Hydrobia ulvae**. Journal of Marine Research, 61, pp. 823-851.

Partheniades E. (1965). *Erosion and deposition of cohesive soils*. Journal of the Hydrology division, 91(HY1), pp. 15-139.

Paulini G. & G. (1601). *Un codice veneziano del 1600 per le acque e le foreste*. Libreria dello Stato, Roma, 15 pages.

Penland S., Zganjar C., Westphal K.A., Connor P., List J. and Williams S.J. (1998). *Shoreline changes in the Isles Dernieres barrier island arc : 1887-1996*. USGS Open File Report, 13 pages.

Pennington W., Cambray R., Eakins J. and Harkness D. (1976). *Radionulide dating of the recent sediment in Blelham Tarn*. Freshwater Biology, 6, pp. 317-331.

Petit I., Terrisse C. (1662). *Plan et relations pour les réparations des ports et graus de la province de Languedoc*. Archives Départementales de l'Hérault (C 12344/1).

Phleger F.B. (1969). *Some general features of coastal lagoons*. Coastal lagoons symposium, Mexico, Novembre 1967.

Pilleyre T., Sanzelle S., Miallier D., Faïn J. and Courtine F. (2006). *Theoretical and experimental estimation of self-attenuation corrections in determination of  $^{210}\text{Pb}$  by gamma-spectrometry with well Ge detector*. Radiation Measurements, 41(3), pp., 323-329.

Planchais N. (1987). *Impact de l'Homme lors du remplissage de l'estuaire du Lez (Palavas, Hérault) mis en évidence par l'analyse pollinique*. Pollens & Spores, 29(1), pp. 73-88.

Plus M., Dumas F., Stanisiere J.Y. and Maurer D. (2009). *Hydrodynamic characterization of the Arcachon Bay, using model-derived descriptors*. Continental Shelf Research, 29(8), pp. 1008-1013.

Py M., Garcia D. (1993). *La ville portuaire de Lattes (Hérault, France) : présentation des fouilles et des premiers résultats*. Revue Lattara, 5, pp. 75-95.

Raynal O., Bouchette F., Certain R., Sabatier P., Lofi J., Seranne M., Dezileau L., Briqueu L., Ferrer P. and Courp T. (2010). *Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology*. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(2), pp. 211-224.

Raynal O. (2008). *Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires : le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France)*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 187 pages.

Région Languedoc-Roussillon (2000). *Guide méthodologique de gestion des lagunes méditerranéennes, tome 1 : les eaux*. Document pour le programme européen Life - Région Languedoc-Roussillon, 190 pages.

Régy P. et Dellon P. (1868). *Assainissement et mise en valeur du littoral méditerranéen du département de l'Hérault*. Rapport de l'ingénieur Chef des Ponts et Chaussées - Archives Départementales de l'Hérault, 215 pages.

Robbins J. and Edgington D. (1975). *Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$* . Geochimica Acta, 39, pp. 285-304.

Robin S. et Pinatel C. (2011). *Étang du Prévost : analyse des mesures de courant, de température, salinité et de hauteur d'eau*. Convention Ifremer, agence de l'eau RMC: étude des échanges mer-lagune - IX SURVEY, 60 pages.

Sabatier P., Dezileau L., Condomines M., Briqueu L., Colin C., Bouchette F. and Le Duff M. (2008). *Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France)*. Marine Geology, 251(3-4), pp. 224-232.

Sabatier P., Dezileau L., Blanchemanche P., Siani G., Condomines M., Bentaleb I. and Piques G. (2010). *Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system*. Radiocarbon, 52(1), pp. 91-102.

Sabatier P., Dezileau L., Condomines M., Briqueu L., Colin C., Bouchette F., Le Duff M. and Blanchemanche P. (2010). *Late Holocene evolution of coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France)*. Bulletin de la Société Géologique Française, 1, 10 pages.



- Sabatier F., Samat O., Ullmann A. and Suanez S. (2009). *Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of Rhone delta*. *Geomorphology*, 107, pp. 79-89.
- Sabatier P. (2009). *Reconstitution des évènements extrêmes (crues et tempêtes) au cours de l'Holocène dans le Golfe d'Aigues-Mortes (Sud de la France)*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 206 pages.
- Sarretta A., Pillon S., Molinaroli, E., Guerzoni S. and Fontolan G. (2010). *Sediment budget in the Lagoon of Venice, Italy*. *Continental Shelf Research*, 30, pp. 934-949.
- Schaeffer A., Garreau P., Molcard A., Fraunié P. and Seity Y. (2011). *Influence of high-resolution wind forcing on hydrodynamic modeling of the Gulf of Lions*. *Ocean Dynamics*, 61(11), pp. 1823-1844.
- Schmidt S., Jouanneau J.M., Weber O., Lecroart P., Radakovitch O., Gilbert F. and Jézéquel D. (2007). *Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France) : from seasonal to century time scales*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72, pp. 534-542.
- Serandrei-Barbero R., Albani A., Donnici S. and Rizzetto F. (2006). *Past and recent sedimentation rates in the Lagoon of Venice (Northern Italy)*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69, pp. 255-269.
- Shepard F.P. (1954). *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24, pp. 151-158.
- SMNLR (2006). *Bathymétrie des étangs Palavasiens et de l'étang de l'Or : méthodologie et moyens mis en œuvre*. Rapport technique - Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon, 24 pages.
- Soulsby R.L., Hamm L., Klopman G., Myrhaug D., Simons RR. and Thomas G.P. (1993). *Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer*. *Coastal Engineering*, 21, pp. 41-69.
- Soulsby R.L. (1997). *Dynamics of marine sands. A manual for practical applications*. 249 pages.
- Steffen W., Grinevald J., Crutzen P. and McNeil J. (2011). *The Anthropocene: conceptual and historical perspectives*. *Philos Transact. A: Mathematical, physical and engineering sciences*, 369, pp. 842-867.
- Tagliapietra D., Sigovini M. and Ghirardini A.V. (2009). *A review of terms and definitions to categorise estuaries, lagoons and associated environments*. *Marine and Freshwater Research*, 60, pp. 497-509.
- Tolhurst T.J., Black K.S., Paterson D.M., Mitchener H.J., Termaat G.R. and Shayler S.A. (2000). *A comparison of measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments*. *Continental Shelf Research*, 20, pp. 1397-1418.

- Tolhurst T.J., Consalvey M. and Paterson D.M. (2008). *Change in cohesive sediment properties associated with the growth of diatom biofilm*. *Hydrobiologia*, 596, pp. 225-239.
- Trembanis A.C., Wright L.D., Friedrichs C.T., Green M.O. and Hume T. (2004). *The effects of spatially complex inner shelf roughness on boundary layer turbulence and current and wave friction: Tairua embayment, New Zealand*. *Continental Shelf Research*, 24(13-14), pp. 1549-1571.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A. and Tomasin A. (2007). *Sea surges in Camargue: Trends over the 20th century*. *Continental Shelf Research*, 27(7), pp. 922-934.
- Van der Wal D. and Pye K. (2003). *The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries*. *The Geographical Journal*, 169(1), pp. 21-31.
- Van Leussen W. (1994). *Estuarine macroflocs : their role in fine grained sediment transport*. Ph.D Thesis, University of Utrecht, 488 pages.
- Waeles B., Le Hir P., Lesueur P. and Delsinne N. (2007). *Modeling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine River mouth (France): an attempt using a process-based approach*. *Hydrobiologia*, 588(1), pp. 69-82.
- Widdows J. and Brinsley M. (2002). *Impact of biotic and abiotic processes on sediment dynamics and the consequences to the structure and functioning of the intertidal zone*. *Journal of Sea Research*, 48, pp. 143-156.
- Zonta R., Collavini F., Zaggia L. and Zuliani A. (2005). *The effects of floods on the transport of suspended sediments and contaminants : a case study from the estuary of the Dese River*. *Environment International*, 31(7), pp. 948-958.

# LISTE DES TABLEAUX ET ILLUSTRATIONS

## Tableaux

Tableau 1.1: Superficies et profondeurs dans le complexe lagunaire palavasien.....	20
Tableau 1.2 : Caractéristiques climatiques de la zone d'étude.....	26
Tableau 1.3 : Caractéristiques hydrologiques des principaux cours d'eau du complexe lagunaire et estimation de la charge solide transportée.....	28
Tableau 1.4 : Essai de bilan sédimentaire pour le complexe lagunaire palavasien.....	32
Tableau 2.1: Paramètres de géoréférencement des cartes du complexe lagunaire palavasien.....	39
Tableau 2.2: Données topo-bathymétriques utilisées.....	44
Tableau 2.3: Surface lagunaire actuelle et évolution relative depuis 1772.....	45
Tableau 2.4: Évolution sédimentaire des étangs palavasiens.....	49
Tableau 2.5: Bathymetric charts used in the study.....	64
Tableau 2.6: Global Evolution of Palavasian lagoons between 1868 and 2005.....	67
Tableau 2.7: Accumulation rates in Palavasian lagoons.....	67
Tableau 3.1: Estimation de la rugosité pour différents types de fonds.....	81
Tableau 3.2: Estimation des tensions critiques d'érosion dans le complexe lagunaire.....	100
Tableau 4.1: Données utilisées pour la création de la grille bathymétrique du modèle.....	111
Tableau 4.2: Synthèse des conditions aux limites du modèle hydrodynamique.....	115

## Figures

Figure 1.1: Classification géomorphologique des milieux paraliques en fonction de l'influence relative des apports fluviaux, de la houle et des marées.....	17
Figure 1.2: Modèle de formation et d'évolution du système lagunaire palavasien en fonction de l'évolution du niveau marin.....	18
Figure 1.3: Les sources de comblement d'une lagune.....	19
Figure 1.4: Localisation du site d'étude.....	21
Figure 1.5: Bassins versants alimentant le complexe lagunaire palavasien.....	23
Figure 1.6: Carte géologique du complexe lagunaire palavasien.....	23
Figure 1.7: Profil en long des principaux cours d'eau du bassin versant.....	25
Figure 1.8: Variabilité annuelle de la température de l'eau dans le complexe lagunaire palavasien par rapport à la température normale mensuelle de l'air.....	27
Figure 1.9: Variabilité annuelle de la salinité dans le complexe lagunaire palavasien par rapport aux précipitations normales mensuelles.....	27
Figure 1.10: Variabilité inter-annuelle des débits du Lez (station de Montferrier).....	28
Figure 1.11: Distribution des vents sur le complexe lagunaire palavasien.....	29
Figure 1.12: Ouverture d'un grau temporaire dans le cordon littoral de l'étang de Pierre-Blanche suite à la tempête du 21/11/2007.....	30
Figure 1.13: Caractérisation granulométrique des sédiments de surface du complexe lagunaire palavasien d'après la classification de Shepard, 1954.....	31
Figure 1.14: Répartition des argiles et silts ( $\varnothing < 50\mu\text{m}$ ) et des sables ( $\varnothing > 50\mu\text{m}$ ) dans les sédiments de surface du complexe lagunaire palavasien.....	32

Figure 2.1: Cartes du complexes lagunaire palavasien antérieures à 1770.....	36
Figure 2.2: Évolution de la surface du complexe lagunaire palavasien depuis le XVIII <sup>ème</sup> siècle.....	40
Figure 2.3: Localisation du site d'étude et situation au XVIII <sup>ème</sup> siècle.....	43
Figure 2.4: Perte de surface des étangs palavasiens.....	46
Figure 2.5: Évolution des étangs palavasiens entre 1965 et 2005.....	46
Figure 2.6: Évolution bathymétrique des étangs palavasiens entre 1985 et 2005.....	46
Figure 2.7: Évolution récente de la pointe du Salaison (étang de l'Or).....	48
Figure 2.8: Localisation des carottages sédimentaires effectués.....	51
Figure 2.9: Variabilité des trois principales populations granulométriques à partir de quatre transects dans l'étang de pierre-Blanche.....	53
Figure 2.10: Proportions des différentes fractions granulométriques dans les trente premiers centimètres de l'ensemble des carottes prélevées dans le complexe palavasien.....	53
Figure 2.11: Séquences de dépôts de tempêtes dans les lagunes palavasiennes et estimation des vitesses de sédimentation associées le long d'un transect parallèle au littoral.....	55
Figure 2.12: Chaîne de désintégration du 238U et retombées de 210Pb qui se retrouve alors en excès dans les sédiments des milieux aquatiques.....	57
Figure 2.13: Résultats des différents modèles de datation par le 210Pb appliqués à la carotte PB06.....	59
Figure 2.14: Retombées atmosphériques de 137Cs qui sont ensuite adsorbées sur les particules en suspension dans les milieux aquatiques.....	60
Figure 2.15: Localisation of study area.....	63
Figure 2.16: a) Examples of old and recent bathymetric charts used in this study. b) Bathymetric changes of Palavasian lagoons between 1868 and 2005.....	66
Figure 2.17: 210Pb excess and 137Cs activity depth profiles.....	68
Figure 2.18: Comparison of sedimentation rates at coring points.....	69
Figure 3.1: Fonctionnement hydrodynamique d'une lagune et principaux forçages physiques.....	75
Figure 3.2: Effets du vent sur la circulation des eaux lagunaires.....	77
Figure 3.3: Schéma de propagation des vagues et déplacements orbitaux des particules d'eau.....	78
Figure 3.4: Principaux processus du fonctionnement hydrosédimentaire d'une lagune.....	79
Figure 3.5: Transport, érosion et dépôt des sédiments en fonction de la taille des particules et de la gamme de vitesse des courants de la masse d'eau (diagramme de Huljstrom).....	80
Figure 3.6: Principe de tassement d'une vase en milieu estuarien.....	82
Figure 3.7: Différents modes de bioturbation du sédiment par les organismes benthiques.....	83
Figure 3.8: Principe de détection du fond sédimentaire par l'altimètre ALTUS et intérêt des quatre seuils de détection face à différents réflecteurs.....	84
Figure 3.9: Schéma du système de déploiement et de relève des données Altus.....	84
Figure 3.10: Présentation d'un courantomètre 3D-ADCP et vue lors d'un déploiement.....	85
Figure 3.11: Droites d'étalonnage entre le signal mesuré par les turbidimètres (NTU) et la concentration en MES (mg/l).....	87
Figure 3.12: Localisation des stations de suivi de la dynamique hydrosédimentaire.....	88
Figure 3.13: Calendrier récapitulatif des observations effectuées in situ. Les plages colorées indiquent un suivi continu et les points des mesures ponctuelles.....	89
Figure 3.14: Comparaison des données climatologiques de la période de suivi avec les normales mensuelles.....	93
Figure 3.15: Évolution du niveau d'eau dans l'étang de l'Or par rapport aux forçages marins.....	94
Figure 3.16: Évolution du niveau d'eau dans l'étang de l'Or par rapport aux forçages météo.....	95
Figure 3.17: Évolution du niveau du sédiment mesuré dans les étangs Palavasiens.....	96
Figure 3.18: Exemple de traitement des données Altus pour la station OR2 : extraction des paramètres de vagues (hauteurs d'eau et tensions) en parallèle du niveau du sédiment.....	97
Figure 3.19: Distribution des hauteurs significatives de vagues dans les étangs palavasiens.....	98

Figure 3.20: Hauteur significative des vagues en fonction de la direction des vents.....	98
Figure 3.21: Identification des seuils d'érosion – événement du 25/10/2010 à la station OR1.....	99
Figure 3.22: Caractérisation de la turbidité dans l'étang de l'Or.....	101
Figure 3.23: Corrélation entre les hauteurs de vagues et la turbidité dans l'étang de l'Or. Les périodes de crues sont représentées en noir et les autres données en rouge.....	101
Figure 4.1: Distribution des principales variables sur la grille de calcul.....	108
Figure 4.2: Schéma de calcul du modèle MARS en fonction du temps.....	109
Figure 4.3: Contraintes géographiques pour la création de la grille de calcul sur le complexe lagunaire palavasien.....	110
Figure 4.4: Aperçu de la grille de calcul initiale du complexe lagunaire palavasien.....	110
Figure 4.5: Discrétisation verticale en niveaux- $\sigma$ du modèle MARS dans le complexe lagunaire palavasien. Le profil présenté est constitué d'un transect dans l'étang de l'Or.....	111
Figure 4.6: Exemple de simulation hydrodynamique du complexe lagunaire palavasien .....	112
Figure 4.7: Optimisation du temps de calcul.....	113
Figure 4.8: Grilles de calcul finalement adoptées : complexe lagunaire global et étang de l'Or. ....	113
Figure 4.9: Comparaison des signaux de hauteur d'eau mesurés et modélisés au point OR1.....	117
Figure 4.10: Comparaison des signaux de hauteur d'eau mesurés et modélisés au point OR2....	118
Figure 4.11: Comparaison des signaux de hauteur d'eau modélisés à partir (a) d'un forçage mesuré en mer et (b) d'un forçage théorique au point OR1.....	120
Figure 4.12: Comparaison des signaux de hauteur d'eau modélisés à partir (a) d'un forçage mesuré en mer et (b) d'un forçage théorique au point OR2.....	121
Figure 4.13: Localisation des stations ADCP dans l'étang de l'Or par rapport aux courants moyens sous l'effet du seul forçage de marée théorique intégré sur une journée.....	122
Figure 4.14: Hodographes de courants à la station OR2 pour un vent établi de secteur Nord-Ouest (10,5m/s) du 4/08/2010 17h00 au 6/08/2010 08h00 : écarts entre mesures et modèles.....	123
Figure 4.15: Hodographes de courants à la station OR2 pour un vent établi de secteur Sud-Est (7m/s) du 6/09/2010 11h00 au 7/09/2010 23h00 : écarts entre mesures et modèles.....	123
Figure 4.16: Hodographes de courants aux stations OR3 et OR4 pour un vent établi de secteur Nord-Ouest (6,7m/s) du 17/04/2012 à 02h00 au 18/04/2012 à 20h00 : écarts entre mesures et modèles.....	124
Figure 4.17: Hodographes de courants aux stations OR3 et OR4 pour un vent établi de secteur Sud-Est (9m/s) du 25/04/2012 à 08h00 au 26/04/2012 à 23h00 : écarts entre mesures et modèles. ....	124
Figure 4.18: Temps de résidence simulés dans le complexe lagunaire palavasien.....	126
Figure 5.1: Synthèse évolutive du complexe lagunaire palavasien depuis le XVIII <sup>ème</sup> siècle.....	133

## LISTE DES SYMBOLES MATHÉMATIQUES

$(^A X)$  : activité d'un radioélément

$A_p$  : longueur d'excursion des particules

$A(t)$  : activité accumulée d'un radioélément ( $Bq.cm^{-2}$ )

$c$  : vitesse de propagation d'une onde

$C_{MES}$  : concentration en matières en suspension

$D$  : flux de dépôt des sédiments

$E$  : flux d'érosion des sédiments

$E_0$  : taux d'érosion (constante empirique)

$E_{ct}$  : énergie cinétique turbulente

$f_D$  : coefficient de friction de Darcy-Weisbach

$f_W$  : coefficient de frottement des vagues

$f_u, f_v$  : force de Coriolis

$F$  : fréquence d'une onde (Hz)

$F_x, F_y$  : force de friction

$g$  : accélération de la pesanteur ( $9,81 m/s^2$ )

$h$  : profondeur (m)

$H$  : amplitude d'une onde (m)

$I / I_z$  : inventaire d'un radioélément sur une colonne sédimentaire ( $Bq.cm^{-2}$ )

$k$  : nombre d'onde

$L$  : longueur du grau (m)

$l$  : longueur de mélange turbulent

$M_z / m_z$  : masse de sédiment sec accumulé ( $g.cm^{-2}$ )

$N_i / N_0$  : quantité de matière de radionucléide

Liste des symboles mathématiques

$p$  : pression

$P_a$  : pression atmosphérique

$P(t)$  : flux radioactif ( $\text{Bq.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ )

$S$  : aire d'une surface

$S_a$  : salinité

$T$  : période d'une onde (s)

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

$t$  : variable temporelle

$u, v, w$  : composantes 3D de la vitesse d'une masse d'eau

$U^*$  : vitesse de frottement à l'interface eau-sédiment

$U^*_d$  : vitesse critique de frottement au fond pour le dépôt de sédiments

$U_b$  : vitesse orbitale des vagues

$W_c$  : vitesse de chute des sédiments

$W_s$  : taux de sédimentation ( $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ )

$z_0$  : longueur de rugosité du fond

$\alpha, \beta, \gamma$  : coefficient ou facteur

$\delta_i$  : amortissement de l'onde par le grau

$\varepsilon_i$  : déphasage de l'onde par le grau

$\zeta$  : élévation de la surface d'eau

$\eta$  : viscosité moléculaire du fluide

$\eta_z$  : coefficient de viscosité verticale

$\lambda$  : longueur d'onde

$\lambda_R$  : constante de décroissance radioactive d'un élément donné

( $\mu$  : facteur d'amortissement d'un grau)

$\rho$  : masse volumique du fluide

$\sigma$  : niveaux de discrétisation verticale du modèle

$\tau$  : tension à l'interface du fluide (air ou sédiment)

$\tau_b$  : tension de cisaillement au fond ( $\tau_b = \tau_c + \tau_w$ )

$\tau_{ce}$  : tension critique d'érosion

$\varphi_i$  : déphasage d'une onde

$\varphi$  : diamètre de particule

$\omega$  : pulsation d'une onde



# ANNEXES

Annexe I: Publications et conférences liées à ces travaux.....	158
Annexe II : Profils sédimentologiques des carottes.....	186
Annexe III : Données géochronologiques.....	192
Annexe IV : Grilles de calcul du modèle numérique.....	200

## **Annexe I: Publications et conférences liées à ces travaux**

### **Articles présentés dans les revues à comité de lecture :**

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A., Verney R., Blanchemanche P. (Soumis) *Assessing sedimentation rates from bathymetric charts and geochronology in a complex Mediterranean lagoon system* – Estuarine, Coastal and Shelf Science

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A., Verney R. (2011) *Evolution morphologique récente d'un complexe lagunaire Méditerranéen : le système Palavasien* – Revue Paralia vol. 4, pp. 7.1-7.12 (disponible en ligne versions française et anglaise [http://www.paralia.fr/revue/volume\\_4.htm](http://www.paralia.fr/revue/volume_4.htm))

Dezileau L., Sabatier P., Blanchemanche P., Joly B., Swingedouw D., Cassou C., **Castaings J.**, Martinez P., Van Grafenstein U. (2011) *Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast* – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology vol.299, pp.289-297

### **Congrès scientifiques internationaux :**

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A., Verney R. (2011, oral) *Understanding the sediment dynamics of lagoons from hours to centuries: a multi timescale approach.* – Estuaries and Lagoons Ecosystem Trajectories Symposium – Cemagref, ECSA. Bordeaux, octobre 2011.

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A., Verney R. (2011, poster) *Evolution of Mediterranean lagoons submitted to extreme climatic events and human pressure.* – Symposium on Coastal ecosystems vulnerability to global change and extreme events – Ifremer, CNRS, MNHN, Université de Pau et des Pays de l'Adour. Biarritz, octobre 2011.

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A., Verney R. (2011, oral) *Sediment infill or sea submergence : Which side will tip the balance for Palvasian lagoons ?* – 5th EUROLAG Symposium : Coastal lagoons in changing environment – Universidade de Aveiro, Euro-Mediterranean Coastal Lagoons Federation. Aveiro (Portugal), Juillet 2011.

**Castaings J.**, Dezileau L., Fiandrino A. (2009, oral) *Sediment infilling in Mediterranean lagoons : a multidisciplinary approach.* – 4th EUROLAG Symposium : Research and management for the conservation of coastal lagoon ecosystems – ECOLAG/ECOSYM, Cevalmar, Euro-Mediterranean Coastal Lagoons Federation, Montpellier, décembre 2009.

### **Conférences scientifiques locales :**

**Castaings J.** (Sète, avril 2012) Les Jeudis de l'EME (Écosystèmes Marins Exploités, UMR 212)

**Castaings J.** (Montpellier, novembre 2010) Les séminaires de Géosciences Montpellier (UMR 5243)

**Castaings J.** (Brest, octobre 2010) Les Journées nationales des Doctorants Ifremer

## **Restitutions publiques et vulgarisation scientifique :**

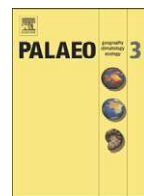
**Castaigns J.** (Pérols, décembre 2011) *Fonctionnement hydro-sédimentaire du système « étangs Palavasiens – étang de l'Or »*. – Restitution publique des suivis sur l'étang de l'Or , SYMBO.

**Castaigns J.** (Lattes – Maison de la Nature, septembre 2011) *L'évolution des lagunes au cours du temps entre dynamique naturelle et aménagements humains*. – Les Journées du Patrimoine, Escale à Lattara 4<sup>ème</sup> édition.

**Castaigns J.** (Saint Just, septembre 2010) *La modélisation hydro-sédimentaire pour l'étang de l'Or*. – Restitution publique d'études sur les ouvrages hydrauliques de l'étang de l'Or , SYMBO.

**Castaigns J.** (Lattes – Musée Archéologique, septembre 2009) *L'évolution morphologique des lagunes depuis l'époque romaine : dynamiques naturelles et actions humaines*. – Les Journées du Patrimoine, Escale à Lattara 2<sup>ème</sup> édition.





## Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast

L. Dezileau <sup>a,\*</sup>, P. Sabatier <sup>a,b</sup>, P. Blanchemanche <sup>c</sup>, B. Joly <sup>d</sup>, D. Swingedouw <sup>e,g</sup>, C. Cassou <sup>e</sup>, J. Castaings <sup>a</sup>, P. Martinez <sup>f</sup>, U. Von Grafenstein <sup>g</sup>

<sup>a</sup> Université Montpellier 2, Geosciences Montpellier, CNRS, UMR 5243, France

<sup>b</sup> Université de Savoie, Laboratoire EDYTEM, CNRS, UMR 5204, France

<sup>c</sup> Université Montpellier 3, Laboratoire d'Archéologie des Sociétés Méditerranéennes, CNRS, UMR 5140, France

<sup>d</sup> RECYF, Centre National de Recherche en Météorologie, Toulouse, France

<sup>e</sup> Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, Toulouse, France

<sup>f</sup> Université Bordeaux 1, EPOC, CNRS, UMR 5805, France

<sup>g</sup> Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS/CEA, Saclay, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 9 June 2009

Received in revised form 2 November 2010

Accepted 8 November 2010

Available online 13 November 2010

#### Keywords:

Lagoon

Storm

Little Ice Age

North Atlantic Oscillation

Mediterranean Sea

Risk assessments

### ABSTRACT

Understanding long-term variability in the frequency of intense storm activity is important for assessing whether changes are controlled by climate evolution. Understanding this variability is also important for predicting present and future community vulnerability and economic loss. Our ability to make these assessments has been limited by the short (less than 50 years) instrument record of storm activity. Storm-induced deposits preserved in the sediments of coastal lagoons offer the opportunity to study the links between climatic conditions and storm activity on longer timescales. In this study, we present a record of these extreme climatic events that have occurred in the French Mediterranean coast over the past 1500 years. The identification of these extreme events is based on the analysis of sediment cores from Gulf of Aigues-Mortes lagoons that contain a specific sedimentary and geochemical signature associated with intense storms.

Overwash deposits do not show any evidence of intense storm landfalls in the region for several hundred years prior to the late 17th century A.D. The apparent increase in intense storms around 250 years ago occurs during the latter half of the Little Ice Age, a time of lower continental surface temperatures. Comparison of the sediment record with palaeoclimate records indicates that this variability was probably modulated by atmospheric dynamics. The apparent increase of the superstorm activity during the latter half of the Little Ice Age was probably due to the thermal gradient increase leading to enhanced lower tropospheric baroclinicity over a large Central Atlantic/European domain and leading to a modification of the occurrence of extreme wind events along the French Mediterranean coast. A complete understanding of the relationship between climate fluctuations, storm activity, and the coastal response will be crucial to predicting the impacts of future climate change.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

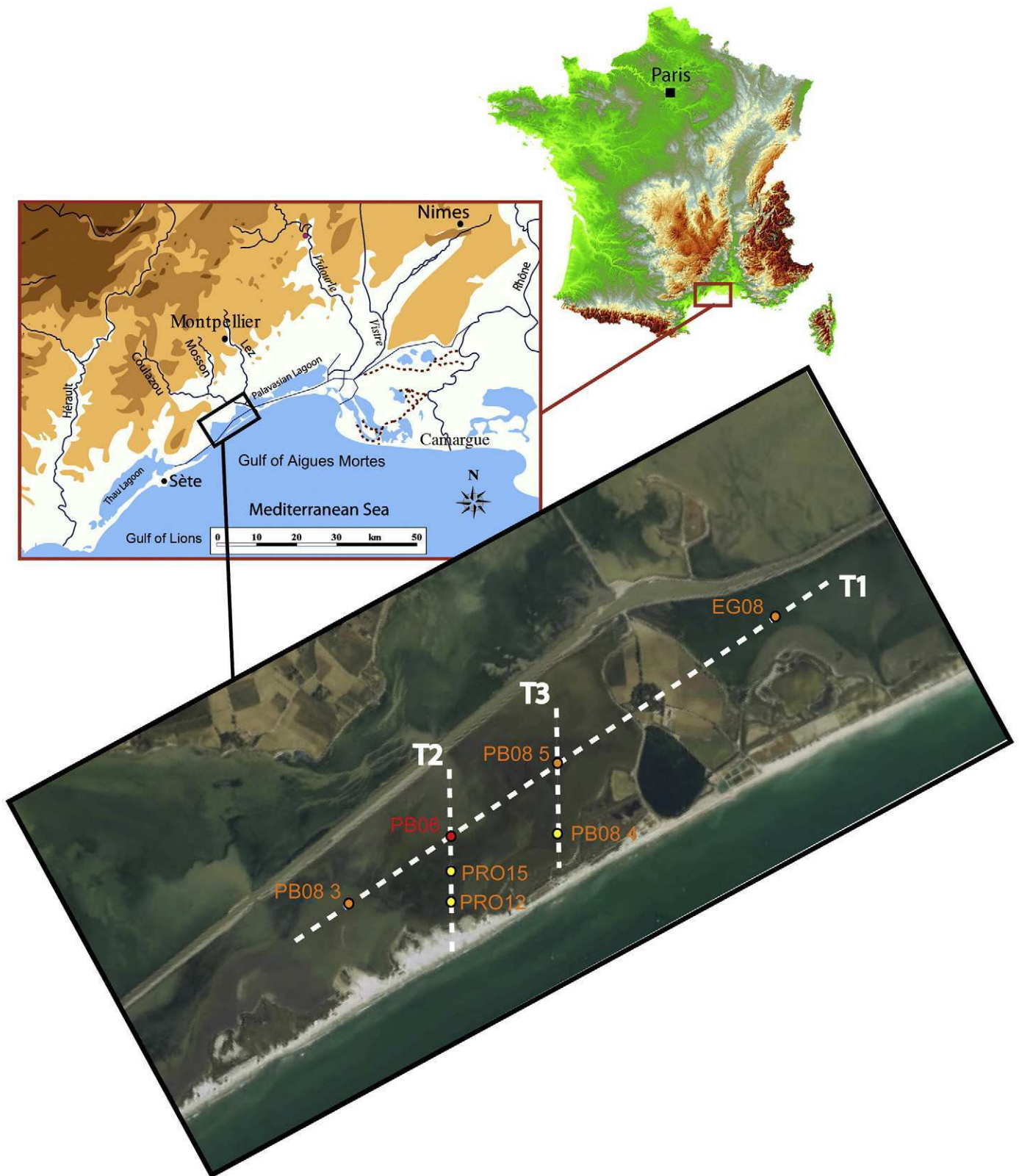
It has been clearly established that our planet has been warming since pre-industrial times (Solomon et al., 2007). The effects of climate change on extreme events are difficult to assess because of many forms of nonlinearity and long-term memory. Several storms have hit France and Europe in recent years but the link between these events and climate change is not yet proven. The effect of people on their environment, the development of our societies and our greater wealth are at increasing risk and are more likely to be destroyed because of the destructive impact of climate intense episodes. However, the issue of extreme events remains: are they linked to

global warming or are they part of natural climate variability? To answer this question, it is essential to place such events in a broader context of time, and trace the history of climate changes over several centuries or several millennia, because these extreme events are inherently rare and therefore difficult to observe in the period of a human life.

In this study, we focus mainly on the Languedoc-Roussillon (Fig. 1), a region of the French Mediterranean coast. This area is particularly sensitive in terms of societal issues for the risks of floods and coastal erosion/submersion during storm events. In this area, the primary forcing of sea-level variations mostly related to atmospheric variability (Tsimplis and Josey, 2001), including extra-tropical storms (Moron and Ullmann, 2005; Pirazzoli, 2000; Ullmann and Moron, 2008; Ullmann et al., 2007). Travelling mid-latitude low-pressure systems act to raise the sea level directly below them, but this effect alone is quite weak in semi-enclosed basins such as the

\* Corresponding author. Present address: UMR 5243 CC60 UM2/CNRS, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France. Fax: +33 4 67 14 49 30.

E-mail address: [laurent.dezileau@gm.univ-montp2.fr](mailto:laurent.dezileau@gm.univ-montp2.fr) (L. Dezileau).



**Fig. 1.** Study area and core location in Pierre Blanche and Prevost lagoons. Seven short cores and one long core were extracted from the two lagoons along three transects (One longitudinal transect T1 and two transverse transects T2 and T3).

Mediterranean Sea (Pirazzoli, 2000). The most important meteorological factors are the associated winds (Ullmann et al., 2007). For example, sea surges >40 cm in the Camargue recorded between 1974 and 2001 are usually associated with storms moving southeastward across the North Atlantic to the south of 55°N, and strengthening as

they approach the Bay of Biscay (Moron and Ullmann, 2005). During such storms, strong onshore winds cause water to pile up against the north coast of the Gulf of Lions (Moron and Ullmann, 2005).

These storm events can have dramatic actions attacking coastal sand dunes, sometimes breaking the sandy barrier (Pierre Blanche



lagoon in 1999), and weakening certain human infrastructure (ports, defense barriers, housing). For the last few decades, the most important storms are those of 1982, 1997 and 1999. From the fifteenth-century to present-day, the analysis of historical documents reveals many periods of hydrological irregularities particularly during the Little Ice Age (Blanchemanche, 2010). Over longer periods of time, we have no information on the existence of extreme storm events. The frequency of these events is difficult to estimate from the instrumental and documentary records due to their relative rarity and the short historical period of instrumental observation. Therefore, geological data offer the only hope of reconstructing a long historic record of intense events and deciphering any long-term changes in storm activities.

In this study, we propose to use bio- and geo-indicators (proxies) from sedimentary archives to reconstruct past storm activities in the Languedoc–Roussillon region. Pioneer studies from this area demonstrated that overwash sand layers preserved in the sediments of coastal lagoons can provide a record of catastrophic storms during the last 250 years (Dezileau et al., 2005; Sabatier et al., 2008). Here a multi transect approach is used to assess the frequency and intensity of these events during the last 1500 years and to study the possible links between past climatic conditions and storm activities. To date, the study of historic and prehistoric storms, named Paleotempestology by Liu and Fearn (2000), has been confined to the study of tropical cyclones in tropical Australia (Chappell et al., 1983; Chivas et al., 1986; Hayne and Chappell, 2001; Nott, 2004) and southern and eastern United States (Collins et al., 1999; Donnelly and Webb, 2004; Donnelly et al., 2001a,b; Donnelly and Woodruff, 2007; Liu and Fearn, 1993, 2000; Scileppi and Donnelly, 2007). Up to now, this relatively new branch of science was not applied to mid- and high-latitude events (Nott, 2004). The identification of storm events in the Mediterranean region is a new area of investigation.

## 2. Study site

Pierre Blanche and Prevost lagoons are located in the northwestern part of the occidental Mediterranean Sea (Fig. 1). These hypersaline backbarrier lagoons are separated from the Mediterranean Sea by a wave-produced, sandy barrier 150 m wide and 2–3 m above the mean sea level. These lagoons have a flat bottom with a maximum water depth of approximately 1 m. Modern sediments accumulating at the bottom of this lagoon are made of clay/silt but no sand. Tidal variability is modest (with a mean range of 0.30 m), which minimizes the influence of dynamic tidal currents. The study site is located along the southeastern-facing shoreline, and is extremely vulnerable to intense storms coming from south and southeast.

## 3. Materials and methods

### 3.1. Core material

Six short cores and one long core were extracted from the two lagoons (Pierre Blanche, and Prevost) along three transects (transverse and longitudinal transects, Fig. 1). The long core was extracted using the Uwitec platform (University of Chambéry and Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement). All cores were collected at water depths between 0.5 and 1.5 m. The locations for all coring sites were determined using a handheld GPS unit which provided a horizontal accuracy of 3 to 6 m.

### 3.2. Physical measures

Back at the laboratory, cores were X-radiographed (imagery department in “Clinique du Millénaire” and University of Bordeaux), sliced open, photographed and logged. Cores were refrigerated at 5 °C to prevent dessication. Core PB06 was run through a non-destructive

Itrax core scanner to obtain subcentimeter-resolution X-ray fluorescence measurements of the sediment's elemental composition (Laboratory EPOC, University of Boreaux 1). Grain-size analysis was conducted on contiguous 2-cm samples using a Beckman-Coulter LS13320 laser diffraction particle-size analyser. Grain-size distribution measurements were made on the less than 0.3 mm sediment fraction without decarbonation.

## 4. Results

### 4.1. Core descriptions

Cores collected from the two lagoons contain organic-rich clay and silt interbedded with coarse-grained layers comprised of a mixture of siliclastic sand and shell fragments. X-ray images, X-ray fluorescence and high-resolution grain-size analysis for PB06, PB08-3, PB08-4, PB08-5, PRO 12, PRO 15 and EG08 indicate several thin, coarse-grained layers preserved within mud sediments which were not detected by visual inspection. The more prominent sand layers are typically composed of sand and have often sharp contacts with the organic-rich clay and silt sediments below (Fig. 2). These sand layers preserved in the cores seems to be overwash layers, i.e., coming from marine incursions during intense storm events. However, these coarse-grained event layers can have another source such as rivers for example. Consequently, we investigated the origin of the detrital material.

### 4.2. Detrital input and transport mechanisms

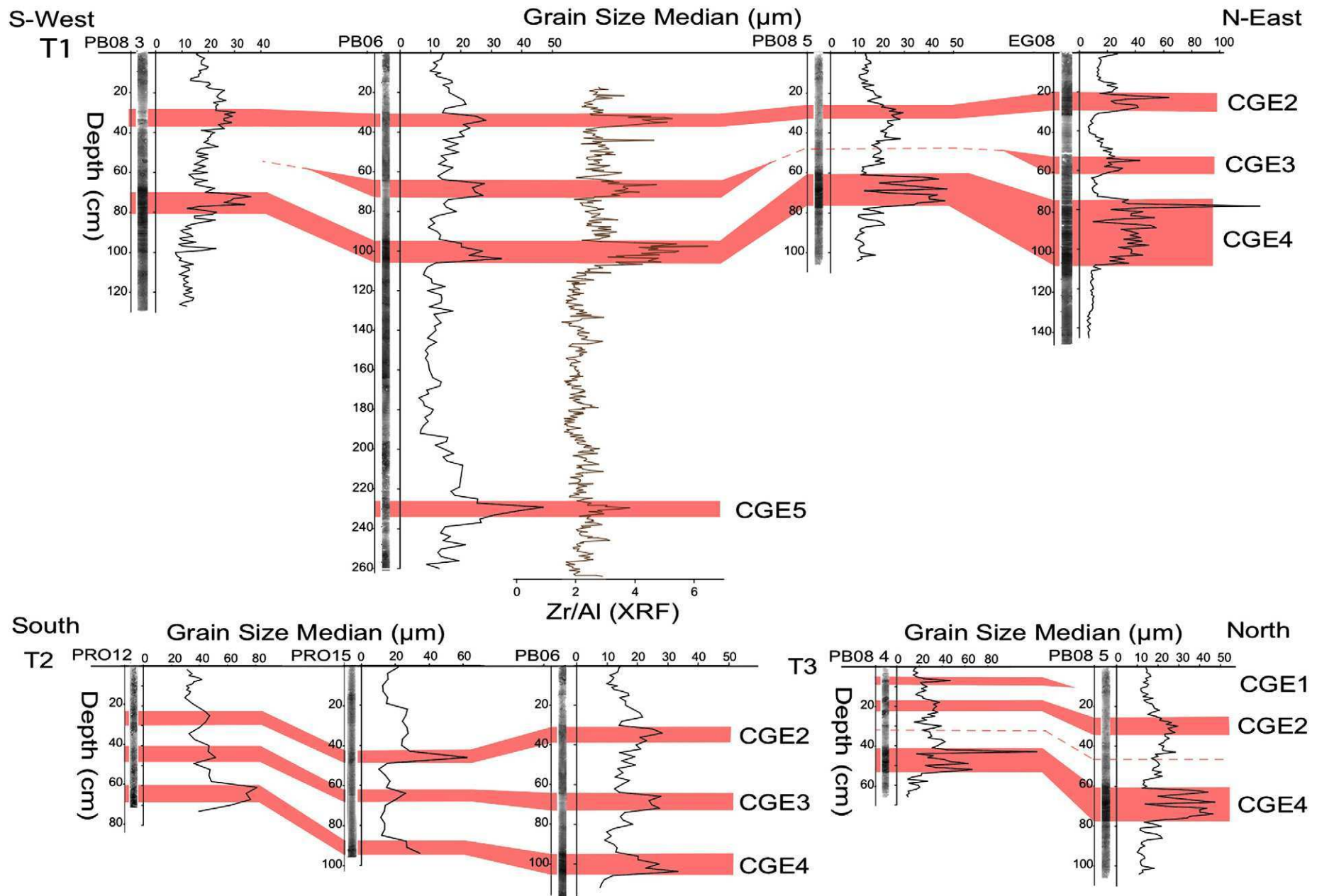
In the two lagoons, terrigenous particles may originate from any of the surrounding land masses, i.e., old Mesozoic/Cenozoic calcareous watershed sediment and/or that of the sandy barrier. These potential source areas are characterized by different major and trace-element compositions. Thus, by connecting the major and trace-element compositions of source areas to the terrigenous particles in the sediment, the origin of the particles can be identified. In order to characterize temporal changes in detrital fluxes during the last 1500 years, we chose to focus on core PB06 extracted in the centre of the Pierre Blanche lagoon.

In order to obtain the best resolution in this identification, we chose to use the ratio Zr/Al, which discriminates between the two potential source areas. The high Zr/Al ratio value is explained by a high concentration of heavy minerals (like zircon) from Camargue sand. The Zr/Al ratios of coarse-grained event layers are well above 3 (Fig. 2), indicating a higher relative contribution of terrigenous particle from the sandy barrier. These sand layers preserved in the cores are interpreted as overwash layers given their geochemical and sedimentary characteristics, i.e. all these coarse layers are the result of marine flooding events overtopping or breaching the barrier and transporting these barrier and nearshore sediments into the lagoon. The marine origin of these sand layers was also ascertained through identification of molluscs (*Bittium reticulatum* and *Rissoa ventricosa*), unique to the marine environment (Dezileau et al., 2005; Sabatier et al., 2008).

In conclusion, storm surge associated with an intense storm strike, is the only mechanism that can generate these high-energy events with seawater influx. There is no evidence of earthquakes or tsunamis affecting the Languedoc coast in the historical record. The data cannot be explained by any other fluvial or lacustrine processes.

### 4.3. Stratigraphic framework and age model

To allow for a more detailed discussion of the markers and their comparison with other records, a chronostratigraphic scale was constructed. Time scales for cores PB06, PRO 12 and PRO 15 are based on <sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb and AMS <sup>14</sup>C dates (Sabatier et al., 2008, 2010).



**Fig. 2.** Grain-size distribution of the seven short cores (PB08-3, PB08-4, PB08-5, PRO 12, PRO 15 and EG08) and one long core (PB06) following three transects (one longitudinal T1 and two transverse T2 and T3). The Zr/Al ratios of core PB06 are well above 3 indicating a higher contribution of terrigenous particle from the sandy barrier. Five different coarse-grained event layers have been identified in the different cores (CGE 1 to 5).



Samples shells were radiocarbon-dated at the Laboratoire de Mesure  $^{14}\text{C}$  on ARTEMIS in CEA institute at Saclay (ECLICA, INTEMPERIES, PALEOSTORMS projects, coordinator L. Dezileau 2004; 2006; 2008). These measurements were obtained from monospecific samples *Cerastoderma Glaucum* at each level.  $^{14}\text{C}$  ages were corrected for reservoir age (see Sabatier et al., 2010 for method) and converted to calendar years using the Calib 5.0.2 calibration program (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. For the four cores, PB08-3, PB08-4, PB08-5 and EG08, we have no absolute age constraints. The proposed age scale for these cores was developed by graphic correlation to core PB 06.

#### 4.4. Overwash deposits chronology

In communal archives, intense storm events were mentioned because they caused damage in the vicinity of the studied city (Sabatier et al., 2008). For the last 400 years, eighteen intense storms occurred in the Languedoc. Among all of these, some seem to be more intense. The storm of December 4th, 1742, recorded in many city archives around the Aigues-Mortes gulf, is considered as the most catastrophic event in the study area. This storm, probably due to S to SE winds, submerged some local cultivated lands which had been gained at the expense of the older parts of the lagoon. The lagoon was covered with a sand layer over “300 toises”, i.e. 500 m. One of the main consequences was the creation of a large inlet, near Maguelone, which remained open until 1761. The storm of November 23, 1848 associated with strong SSE winds induced the wreckage of a few ships in the Sète Harbour, the biggest port in the region. The sea has completely submerged defense barriers in the harbour. This storm caused the death of numerous people. Certified by many engraved illustrations, the storm of September 21, 1893 also resulted in the devastation of the Sète harbour and the wreckage of a few ships. The winter storm of 1982, with 46 m/s wind (category 2 in the Saffir-Simpson scale) caused the death of 15 people and economic losses estimated at 400 million Euros. This storm caused a partial devastation of the new Palavas and Carnon harbours.

To determine which historical events left coarse-grained layers, we used our detailed age model previously defined. Five different coarse-grained event layers (CGE) have been identified in the different cores. The coarse-grained event deposits (CGE-2 and 4) are consistent between all cores (Fig. 2). Historic overwash (CGE-1 and 3) layers are not consistent across the two lagoons, suggesting that these storms may have been nearly absent or less-intense storms that overtopped the barrier in localized areas, producing overwash lobes as opposed to sheet overwash. Nothing may be deduced from CGE-5, the deeper coarse-grained event in the long core PB 06. CGE-1 is observed only in the core PB 04 which was retrieved near the lagoon shore suggesting the existence of a less-intense storm. This layer is consistent with the storm of 1982 (category 2). The three subjacent layers CGE-2, CGE-3 and CGE-4 are consistent with the storm events which occurred in 1893, 1848 and 1742, respectively. These dates were obtained by comparison between  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{14}\text{C}$  data and historical archives (Sabatier et al., 2008). The storm of 1848 was chosen instead of the less-intense storm of 1839 (Sabatier et al., 2008). For the oldest layer CGE-5, dated at 455 +/- 145 cal AD, we have no communal archives.

On the basis of our age model, a quiescent interval is evident between 455 and 1742. After this time, there is a period of intense storms between 1742 and 1900. The interval from 1900 to today was relatively quiet.

## 5. Discussion

### 5.1. Site sensitivity through time

Barrier coasts are dynamic systems and differences in backbarrier sensitivities can result from several factors including changes in sea

level, sediment supply, inlet, and barrier-elevation (Donnelly and Webb, 2004; Hennessy and Zarrillo, 1987; Rampino and Sanders, 1981; Scileppi and Donnelly, 2007).

#### 5.1.1. Sea-level changes

Sea-level rise can increase the sensitivity of backbarrier study sites by moving the shoreline further inland and narrowing the barrier beach through time. In this context, an increase or decrease in sand layers through time can solely be caused by a sea-level change. Major discrepancies exist about the chronology and shape of postglacial sea-level curves reconstructed for the Mediterranean Sea (Lanbeck and Bard, 2000; Pirazzoli, 1991). However, for the last 1500 years, no significant relative sea-level fluctuation (<1 m) has been documented for the Mediterranean Sea (Morhange et al., 2001; Pirazzoli, 1991; Vella and Provansal, 2000). The abrupt increase in sand layer frequency after ca. 1740 A.D cannot be explained by differences in relative sea levels. Moreover, as suggested by ancient maps (Service maritime maps of 1819, 1938 and the Cassini map, 1774, Fig. 3) the position of the sandy barrier, has not shifted significantly during the last 300 years (between 30 and 80 m landward approximately). Therefore, while it is likely that there were minor relative sea-level fluctuations and shoreline changes during the last 1500 years, these changes were probably inadequate to alter drastically the depositional environment of the lagoon and hence the sensitivity of the site in recording intense paleostorms.

#### 5.1.2. Sediment supply changes

A change in sand layers through time can be caused by the availability of sand oceanside. The seismic campaign CALAMAR IV (Raynal et al., 2009) demonstrated the various morphologies and the pattern of sediment layers related to the Quaternary history of this coastal system. Different seismic profiles, across the shore show different seismic units. These units present a seismic facies typical of a high-energy environment which corresponds to large sand deposits (Certain et al., 2004). The present huge sand deposits observed with the seismic campaign cannot explain the decrease of sand layers between 1740 and today. It is difficult to estimate sand availability through longer timescale, however, the large sand deposits present problems in explaining the changes at the site over last 1500 years.

#### 5.1.3. Inlet changes

The presence of a nearby inlet may increase the sensitivity of a particular area to storm-induced deposition. It allows for storm energy to more easily penetrate into the backbarrier area, letting a lesser storm with lower wave surge transport coarse sediment into the backbarrier. Texts and maps from the 18th and 19th centuries clearly show that ephemeral small inlets have been created by storm activity along the Pierre Blanche Lagoon and often have not induced longlasting coastal features. If a large inlet had existed over a long period and had provided a ready conduit for sand from the Gulf of Aigues-Mortes to the Pierre Blanche lagoon, this would have been reflected in the cores. However, no evidence of such active tidal connection lasting a long time is found in sedimentological and geochemical data for the past 1500 years. Our cores contain overwash sand layers embedded by organic lagoon mud with sharp stratigraphic contacts, again indicating that no active Gulf inlet existed during the past 1500 years. The small inlets along the Pierre Blanche lagoon during the 18 and 19th centuries have been the result of increased storm activity.

#### 5.1.4. Barrier-elevation changes

A change in barrier height may change the sensitivity of a particular area to storm-induced deposition. Coastal sand dunes frequently erode when they are overtopped by surges and waves (Nott, 2004). The diminution in height of a dune barrier, will allow subsequent smaller surges and waves generated by lower intensity

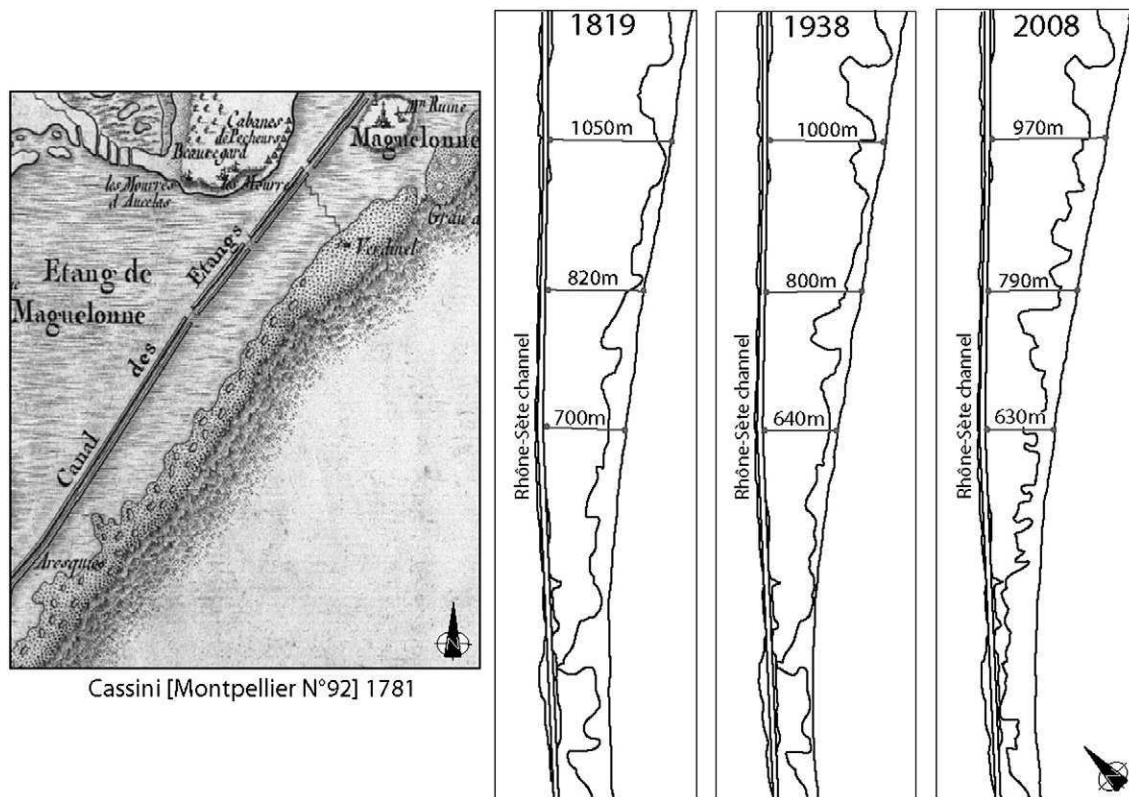


Fig. 3. Service maritime maps of 1819, 1938 and the Cassini map, 1774. The position of the sandy barrier, has not shifted significantly during the last 300 years (between 30 and 80 m landward approximately).

storms to penetrate inland and deposit sandy sediments into back barrier environments. This situation may remain the case for many centuries and possibly longer. Eventually, the dunes will rebuild to their former height, and over time will show no evidence of once being eroded.

At present, our sandy barrier functions as a barrier with a current height of 2–3 m. Historical topographic information on the evolution of the height of this sandy barrier is limited. The barrier heights appear to have been constant for at least the past 50 years. For a longer period, we cannot assume that the barrier has remained the same height. It is very likely that the increase of intense storms between 1742 and 1900 caused the diminution in height of a dune barrier increasing the sensitivity of this area for the 20th century. Nevertheless, it is clear from sediment cores that this time interval (1900 to 2008) was relatively quiet. The present morphology of the coastal barrier with a succession of overwash sand fans well vegetated is probably the result of the increase of intense storms during the 18 and 19th centuries.

To conclude, the record of paleostorm occurrences can be complicated by different factors (coastal dynamics, sea-level changes, sediment supply, inlet, and barrier-elevation changes), however, the organic-rich clay/silt sediment types appearing throughout the record show that these areas were experiencing quiescent sedimentation during at least the past 1500 years, indicating that the study sites were likely protected behind the barrier system over that time. Finally, the close agreement between documented intense storms and the recent sedimentary record in our study area indicate these backbarrier lagoons have been sensitive to overwash deposition associated with the strongest storms impacting on the area. However, in order to control localized sensitivity changes, it will be necessary in the future to employ a vast multiple-site approach, as extreme storms in all the northwestern Mediterranean area would likely result in storm surges and waves of sufficient height to overtop the barrier across wide stretches of coast and not only in localized areas.

## 5.2. Intensity of storms through time

The relationship between storm intensity and the size of the overwash sand body deposited in a coastal backbarrier lagoon is complex. We have acknowledged some of these confounding factors, including the abundance of sand supply, emphasizing that our working hypothesis is subject to the assumption that the geomorphic setting remains roughly the same for Pierre Blanche and Prévost lagoons during the last 1500 years and that storm conditions (e.g., timing, duration, angle of approach) occur randomly over time (Liu and Fearn, 2000; see also Liu and Fearn, 1993). However, recognizing these complexities does not prevent us from generalizing that a positive relationship exists between hurricane and storm intensity, storm-surge height, and the size of the overwash sand body. Donnelly et al. (2001a, 2001b) demonstrate that recent and historic major hurricanes on the Atlantic coast caused significantly higher storm surges than minor hurricanes and winter storms, and that over the past several centuries only the major hurricanes left a stratigraphically distinct and regionally consistent record of overwash sand layers in the sediments of the coastal marshes.

During the past 50 years no catastrophic intense storm has directly struck Pierre Blanche, and Prévost lagoons, except maybe the 1982 storm of category 2 intensity that was not strong enough to directly deposit sand into the centre of the two lagoons; the coarse-grained event layers (CGE-1/1982 event) have been identified only in one core PB04, near the lagoon shore. The four thin sand/silt layers in core PB06 have interpolated ages of approximately 455, 1742, 1848 and 1893 A.D.. If the geomorphic setting of the two lagoons has not changed drastically during the last 1500 years and if a positive relationship exists between storm intensity, storm-surge height, and the size of the overwash sand body, these four thin sand/silt layers recorded in the lagoon at more than 500 m from the sandy barrier, were probably formed by a catastrophic storm of category 3 intensity or more. Taking into account text description of the 1742 storm and

the large overwash sand body deposited in the core PB06, the distinct 1742 sand layers were probably formed by overwash processes that occurred during a catastrophic storm of category more than 4 in intensity. This storm is probably the most intense event ever recorded during the last 1500 years in that region. To conclude, these 4 storms of very high intensity can be called superstorms.

### 5.3. Paleoclimatological interpretations

#### 5.3.1. Do we have a link between intense storm events and past climatic changes?

Geological data (Fig. 2) show a superstorm event at 455 ± 145 cal AD. After this event, we do not have any evidence of superstorms in the region for several hundred years prior to the late 17th century A.D. (i.e. between 455 and 1742 A.D.). The apparent increase in intense storms around 250 years ago lasts to about 1900 AD. This apparent intense meteorological activity seems to return to a quiescent interval after (i.e. during the 20th century AD). Interestingly, the two periods of most frequent superstorms strikes in the Aigues-Mortes Gulf (AD 455 and 1700–1900) coincide with two of the coldest periods in Europe during the late Holocene (Bond cycle 1 and the latter half of the Little ice Age). Is this link to past climatic changes real or fortuitous? We are aware that the number of these extraordinary events is low and it is difficult on this basis to undertake a statistical approach. Although additional long records are necessary to test this hypothesis, one of the most likely explanations of this apparent increase in superstorm events affecting the Languedoc region during the coldest periods (particularly during the latter half of the Little Ice Age) is a result of modifications in atmospheric circulation and variability.

Based on an ensemble of six simulations of the Maunder Minimum (MM, going from 1640 to 1715 with time varying forcing) using an Ocean-Atmosphere General Circulation Model (OAGCM), Raible et al. (2006) consistently find an increase in cyclone occurrence in the Mediterranean during the MM compared to present-day. They attribute this signal to a larger cooling in the high latitudes than in the low latitudes (due to polar amplification effect, Masson-Delmotte et al., 2006), leading to enhanced lower tropospheric baroclinicity over a large Central Atlantic-European domain. This result suggests that the cooling observed during the MM over Europe (Guiot et al., 2005) may be associated with upstream changes in the large scale dynamics of the atmosphere over the Mediterranean and North Atlantic sectors. It is hypothesized here that such a large-scale flow alteration may have modified the occurrence of extreme wind events along the French Mediterranean coast, thus explaining the local signal found here over the region of Languedoc.

#### 5.3.2. Does the North Atlantic Oscillation control the frequency of superstorm events?

The North Atlantic Oscillation (NAO) is responsible for much of the climate variability observed in the Mediterranean region (Hurrell et al., 2003) at present day and possibly during the last 500 years (Luterbacher et al., 2002). During the positive phase of the NAO, the high-pressure gradient between the strong Azores anticyclone and the Iceland depression results in a northward shift and an increased strength of the westerlies (Hurrell et al., 2003). The “storm track” crosses the northern part of Europe. When the NAO is high, dry conditions develop over southern Europe and North Africa (Pittalwala and Hameed, 1991). Conversely, when the NAO is negative, the pressure gradient between the Azores high and the Iceland low decreases (Hurrell et al., 2003). The westerlies are shifted to the South providing precipitations over the Mediterranean and the North African continent. In this configuration, the “storm track” crosses southern Europe.

Ullmann et al. (2008) analysed sea surge variations around the Gulf of Lions and their relationships with local-scale winds and

regional-scale atmospheric patterns (i.e. weather regimes) and clearly showed that the highest sea surges are associated with a strong negative phase of the NAO during the 20th century. Around 70% of sea surges >40 cm at all stations occurred when extra-tropical storms travelled along a southern track and are associated with onshore southerly winds that drag water toward the coast of the Gulf of Lions. Even if our superstorm records link to sea surge events probably >1–2 m in height cannot be directly compared to the analysis of Ullmann et al. (2008), it is interesting to study the potential link between NAO and our paleorecords.

Our historical archives and geological data show an apparent increase of superstorm activity in the Languedoc region during the latter half of the Little Ice Age, when tree-ring based reconstructions (Guiot et al., 2005; Luterbacher et al., 2002) indicate a negative (cooler) phase of the NAO. We could thus hypothesized that the active storm period in the Languedoc is the result of shifting storm tracks to the south related to a negative phase of the NAO. However, in our region this assumption is not completely satisfactory for several reasons: First, if the active and inactive intense storm periods are the result of shifting storm tracks between northeastern and southwestern locations, we should observe a spatial see-saw pattern of storm activity between the northern part of Europe and the Mediterranean area. However, Jelgersma et al. (1995), Aagaard et al. (2007) and Sorrel et al. (2009) clearly showed an increase of storm frequency during the Little Ice Age in the northern part of Europe. This active period in the northern locations falls within the period of an apparent increase in intense storms in the southern part of Europe. This synchronicity if true could provide evidence that a millennial-scale spatial see-saw pattern of atmospherically-driven storm tracks may not be a major climate mechanism forcing changes in the superstorm frequency in our region. Secondly, the intense storm events reconstructed from sedimentary archives do not show a correlation with the reconstructed NAO index over the last 500 years (Luterbacher et al., 2002). However, at this stage, even if the link between NAO and the superstorm frequency does not seem satisfactory, it cannot be completely discarded because of the low number of these extraordinary events. Additional long records will be necessary in the future to test this assumption.

### 5.4. Storm risk estimation for the last 1500 years in the Northwestern Mediterranean area

This study has implications for risk assessments. During the past 100 years no catastrophic intense storm has directly struck the Languedoc region but the sediment stratigraphic data suggest an apparent increase of catastrophic storms of category 3 intensity or more during the latter half of the Little Ice Age. The area on average has a 0.2% probability of being struck by a catastrophic storm by years over the last 2000 years. This estimate is higher, 2% during the latter half of the Little Ice Age; the risk is increased by a factor of 10. Today, the lack of familiarity with such extreme events has led to the assumption that they are unlikely to ever occur within the lifetime of many individuals. This has led to the development of inadequate policies governing the location of buildings well within the zone of possible storm tide inundation. In the Gulf of Aigues-Mortes, the development of seaside tourism during the 20th century was marked by the construction of numerous seaside resorts (e.g. Carnon, La Grande-Motte, Port Camargue) or extension of small fishing villages (e.g. Palavas-les-Flots; Le Grau-du-Roi). These resorts were built on the sandy barrier in the 1970s. The town of Carnon is established on a wide washover fan that was probably formed during the “Little Ice Age”. The resident population on the coast has increased by a factor of 15 since 1750 with a dramatic increase since the 1970s. Today, 150 000 people live all year round on the sandy barrier and more than double that in summer (Fig. 4). The last few centuries have seen a regime shift in the occurrences of storms crossing the coast in the



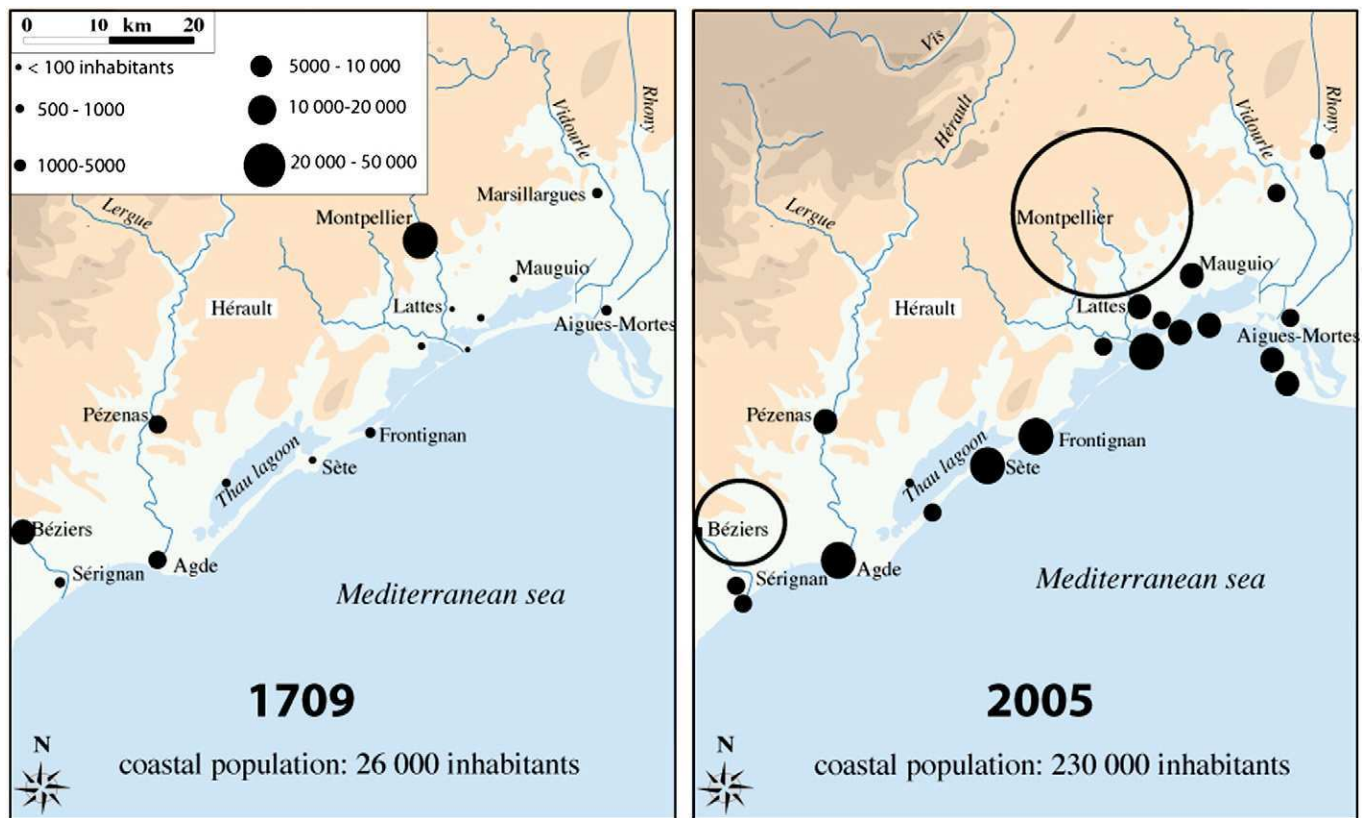


Fig. 4. The resident population on the coast has increased by a factor of 15 since 1709 with a dramatic increase since the 1970s. Today, 150 000 people live all the year on the sandy barrier.

Northwestern Mediterranean area. If the regime of the latter half of the Little Ice Age came back today, the implications would be dramatic. The percentage number of residential or business buildings and different infrastructures (dams, recent harbours) inundated will increase considerably. Moreover, this flooding risk will be particularly high if we take into account the sea-level rise predicted by recent climatic models for the 21st century (IPCC, 2007). To conclude, it is very important to better understand mechanisms causing regime shifts and sea-level change in the Northwestern Mediterranean area for making more accurate predictions of the levels of risk and exposure as human populations, urbanisation and tourism grow rapidly along this Mediterranean coast.

## 6. Conclusion

This study shows that reconstructing the overwash history of two backbarrier lagoons can provide a sedimentary record of intense storms. Four distinct, overwash deposits are identified in these lagoons at more than 500 m from the sandy barrier, which are much more substantial than the deposit of sand from the storm of 1982 (category 2 intensity). Since we have demonstrated that the geomorphic setting of the two lagoons has not changed drastically during the last 1500 years, we suggest that these four overwash deposits were probably formed by catastrophic storms of category 3 intensity or more.

Comparison of sediment records with palaeoclimate records indicates that this variability was probably modulated by atmospheric dynamics. We suggest that extreme storm events are associated with a large cooling of Europe. This study has also implications for risk assessments of intense storms. During the latter half of the Little Ice Age, this risk was higher than today by a factor of 10. If this regime came back today, the implications would be dramatic.

## Acknowledgments

We are grateful to Michel Serrane, Michel Condomines, Patricia Stanley-Russell, Stéphanie Bordelais and Mickaël Barbier for useful comments and discussions. This study has been undertaken in the framework of ECLICA project (INSU, ACI-FNS « Aléas et changements globaux » in 2004, coordinator L. Dezileau) which aims to identify and assess the recurrence of extreme climatic events (floods and storms) from the study of documentary records and geological data in lagoons and river deltas that have affected the western Mediterranean basin during the Holocene. C. Cassou and D. Swingedouw received support from Ecarsel project (ANR program).

## References

- Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formations: Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology* 83, 29–47.
- Blanchemanche, P., 2010. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation, Actes de la Table-ronde « Changement global, effets locaux. Le Petit Âge Glaciaire dans le Sud de la France: Impacts morphogénétique et sociétaux », Lattes, 11 mai 2007, *Archéologie du Midi Médiéval*. T 27, 225–235.
- Certain, R., Tessier, B., Courp, T., Barousseau, J., Pauc, H., 2004. Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées-Orientales – SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*. 175, 35–48.
- Chappell, J., Chivas, A., Rhodes, E., Wallensky, E., 1983. Holocene palaeo-environmental changes, central to north Great Barrier Reef inner zone. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 8, 223–235.
- Chivas, A., Chappell, J., Wallensky, E., 1986. Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beach rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island Queensland, Australia. *Marine Geology* 69, 273–287.
- Collins, E.S., Scott, D.B., Gayes, P.T., 1999. Hurricane records on the South Carolina Coast: can they be detected in the sediment record? *Quaternary International* 56, 15–26.
- Dezileau, L., Bordelais, S., Condomines, M., Bouchette, F., Briquieu, L., 2005. Evolution des lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes à partir de l'étude de carottes sédimentaires courtes (étude géochronologique, sédimentologique et géochimique des sédiments récents): Publications Association des Sédimentologues Français, Paris, 51, p. 91.

- Donnelly, J.P., Webb, T., 2004. In: Murnane, R., Liu, K. (Eds.), *Backbarrier sedimentary records of intense hurricane landfalls in the northeastern United States. Hurricanes and Typhoons: Past, Present, and Potential*. Columbia Univ. Press, New York.
- Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., 2007. Intense hurricane activity over the past 5000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature* 447, 465–468.
- Donnelly, J.P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., Webb III, T., 2001a. Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geology* 29, 615–618.
- Donnelly, J.P., Smith Bryant, S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K., Webb III, T., 2001b. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *Geological Society of America Bulletin* 113, 714–727.
- Guiot, J., Nicault, A., Rathgeber, C., Edouard, J.L., Guibal, F., Pichard, G., Till, C., 2005. Last-millennium summer-temperature variations in western Europe based on proxy data. *The Holocene* 15, 489–500.
- Hayne, M., Chappell, J., 2001. Cyclone frequency during the last 5000 yrs from Curacao Island, Queensland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 201–219.
- Hennessy, J.T., Zarillo, G.A., 1987. The interrelation and distinction between flood-tidal delta and washover deposits in a transgressive barrier island. *Marine Geology* 78, 35–56.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C., 2004. Marine04: Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1059–1086.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., Ottersen, G., 2003. Atlantic Oscillation. In: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation: climate significance and environmental impact: Geophysical Monograph Series*, 134, pp. 1–35.
- IPCC, 2007. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jelgersma, S., Stive, M.J.F., van der Valk, L., 1995. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. *Marine Geology* 125, 95–110.
- Lanbeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 202–222.
- Liu, K., Fearn, M.L., 1993. Lake-sediment record of late Holocene hurricane activities from coastal Alabama. *Geology* 21, 793–796.
- Liu, K., Fearn, M.L., 2000. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in NW Florida from lake sediment records. *Quaternary Research* 54, 238–245.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Detrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., Von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters*. doi:10.1006/asle.2001.0044.
- Masson-Delmotte, V., Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R.M., Hewitt, C.D., Kitoh, A., LeGrande, A.N., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Ross, I., Valdes, P.J., Vettoretti, G., Weber, S.L., Wolk, F., Yu, Y., 2006. Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dynamic* 26, 513–529.
- Morhange, M., Laborel, J., Hesnard, A., 2001. Changes of sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseille, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 319–329.
- Moron, V., Ullmann, A., 2005. Relationship between sea-level pressure and sea level height in the Camargue (French Mediterranean coast). *International Journal of Climatology* 25, 1531–1540.
- Nott, J., 2004. Palaeotempestology: The study of and implications of prehistoric tropical cyclones, a review for hazard assessment. *Environment International* 30, 433–447.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes: Elsevier Oceanography Series*, Vol. 58, p. 300. Amsterdam.
- Pirazzoli, P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* 23, 643–661.
- Pittalwala, I., Hameed, I., 1991. Simulation of the North Atlantic Oscillation in a general circulation model. *Geophysical Research Letters* 18, 841–844.
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., Casty, C., 2006. Extreme midlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409–423.
- Rampino, M.R., Sanders, J.E., 1981. Evolution of the barrier islands of southern Long Island, New York. *Sedimentology* 28, 37–47.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Bui Xuan Hy, A., Briquieu, L., Pezard, P., Tessier, B., 2009. Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamic of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France). *Marine Geology* 264, 242–257.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Blanchemanche, P., Siani, G., Condomines, M., Bentaleb, I., Piquès, G., 2010. Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system. *Radiocarbon* 52 (1), 91–102.
- Scileppi, E., Donnelly, J.P., 2007. Sedimentary evidence of hurricane strikes in western Long Island, NY. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, Q06011. doi:10.1029/2006GC001463.
- Solomon, S., et al., 2007. *Climate Change 2007. The physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, viii. Cambridge University Press, Cambridge, New York, 996 pp.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., Moazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews* 28, 499–516.
- Tsimplis, M.N., Josey, S.A., 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 28 (5), 803–806.
- Ullmann, A., Moron, V., 2008. Weather regimes and sea level variations over Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology* 28, 159–171.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Tomsain, A., 2007. Sea surges in Camargue: trends over the 20th century. *Continental Shelf Research* 27, 922–934.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Moron, V., 2008. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change* 68, 203–214.
- Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 years on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology* 170, 27–39.

## **Recent morphological evolution of a Mediterranean lagoon complex : the Palavasian lakes system (France)**

**Jérôme CASTAINGS<sup>1,2</sup>, Laurent DEZILEAU<sup>1</sup>,  
Annie FIANDRINO<sup>2</sup>, Romaric VERNEY<sup>3</sup>**

1. Laboratoire Géosciences Montpellier, UMR 5243 - CC 60 - Université Montpellier 2  
Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.
2. Ifremer, Laboratoire Environnement-Ressources Languedoc-Roussillon  
Bd Jean Monnet, BP 171, 34203 Sète Cedex, France.  
*jerome.castaings@ifremer.fr*
3. Ifremer, Laboratoire de Physique Hydrodynamique et Sédimentaire - DYNECO  
BP 70, 29280, Plouzané, France.

### **Abstract:**

Lagoons of the Gulf of Lion, recognized for their natural heritage, are a key challenge for local economic activities. Their morphological evolution is an important issue in the current context of climate and environmental changes. Analysis of topo-bathymetric data of the Palavasian lakes system has helped to clarify its evolution since the XVIII<sup>th</sup> century. Human impacts and contributions from the watershed appear to be the main drivers governing the evolution of the system. Over the past 40 years, the system shows a tendency to slowly fill at an accumulation rate of 1.3 mm/year. Differences between lagoons are highlighted according to local natural and anthropogenic forcings.

### **Key words:**

Lagoon – Morphology – Bathymetry – Sediment dynamics – Anthropization – Palavasian's lagoons – Or lagoon

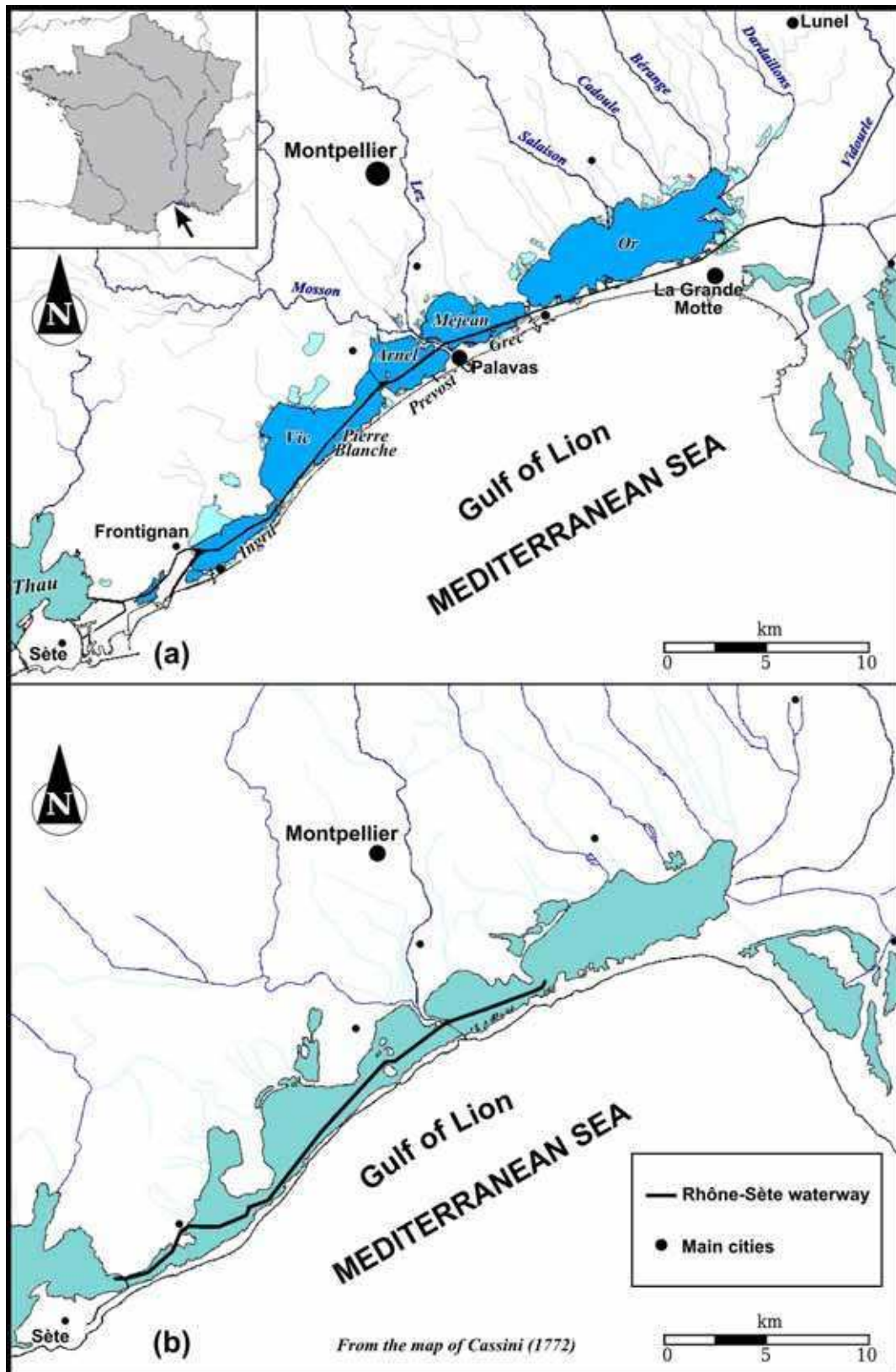
## 1. Introduction

Lagoons are known to be environments in unstable equilibrium, and from a morphological view, they may tend towards filling or erosion and marine flooding (PHLEGER, 1969; NICHOLS, 1989; BIRD, 1994). These environments are subject to various sediment supplies from land, sea, endogenous production (biological activity) and wind (CASTAINGS, 2008). The diversity of these factors and variability of natural and anthropogenic forcings acting on such systems make their evolution difficult to determine. However, the morphology of the lagoons is a critical issue for the management of natural areas and for the future of human activities associated with them (fishing, shellfish farming, navigation, tourism ...). The future of several lagoons was recently studied all over the world: Laguna Madre (MORTON *et al.*, 2000), Arcachon Bay (ALLARD *et al.*, 2009), Venice lagoon (MOLINAROLI *et al.*, 2009). Through the analysis of topographic and bathymetric data, we will try to identify the trends for a lagoon complex whose evolution is still poorly understood: the system of Palavasian's lakes located in the South of France (figure 1a).

## 2. Study area

The lagoons of the Gulf of Lion were formed during the Holocene period under the influence of local hydrodynamics and sea level changes (RAYNAL *et al.*, 2010). Since that time, they are a trap for sediments that accumulate (MARTIN, 1978; CATALIOTTI-VALDINA, 1978; DUBOUL-RAVAZET & MARTIN, 1981; BARUSSEAU *et al.*, 1992). The Palavasian's lagoon complex, located in the Northern Gulf of Lion, extends for about thirty kilometres (figure 1a). Originally, the system was a single lagoon also connected to the Thau lagoon in the West, as evidenced by the old maps (ANDREOSSY, 1669; CASSINI, 1778). It was fragmented by natural dynamics and human developments. The channelization of the Lez river toward the sea (XVII<sup>th</sup> century) and the digging of the Rhone-Sete waterway (XVIII<sup>th</sup> to XIX<sup>th</sup> century), have contributed significantly to this separation. The first part of this channel is visible in the map of Cassini (figure 1b). Today, the lagoon complex is composed of nine major lakes. Sediment supply to the lagoons is irregular and highly dependent on the Mediterranean climate variability. The flow of rivers is low or nonexistent during summer, the sediment transport is concentrated mainly in flash floods (BOURRIN *et al.*, 2006); yet little quantitative data are available on these small watersheds. Sediment supply can also be made by marine sedimentary flooding of the low points of the sand barrier beach during a storm causing the opening of temporary inlets (DEZILEAU *et al.*, 2010) or through artificial inlets that are kept open. The system has undergone significant urbanization over the last century, with the development of the city of Montpellier and the growth of seaside resorts, on the sand barrier during the 1970s (Frontignan-Plage, Palavas-les-Flots, Carnon, La Grande Motte).

*Evolution morphologique récente d'un complexe lagunaire méditerranéen :  
le système des étangs Palavasiens (France) : 7.15*



*Figure 1. Location of study area (a) and state in the XVIII<sup>th</sup> century (b).*



### 3. Material and methods

#### 3.1 Data used and corrections

Two kinds of data were used for this study, topographic data of the coastline of lagoons and three sets of bathymetric data, as summarized in table 1. Contour line of the lagoons in 1772 was digitized from a Cassini map georeferenced locally on 200 stable points (mainly churches and persistent farmhouses), using QGIS software. The average error generally accepted for Cassini's maps is about 300 metres (EHESS/CNRS & BNF, 2004). This value is consistent with the average error of georeferenced control points, estimated at 284 metres. The outline and bathymetry of the lagoons for 1965 and 1985 datasets were digitized from paper maps of scale 1/10000 and a *GTCO CalComp* digitizing table. For 2005, the coastline used comes from the *BDTOPO* of the French National Geographic Institute (IGN).

Bathymetric data from 1965 consist of profiles of sounding points globally oriented north-south, and spaced 100 to 500 meters, depending on the lake sizes. The precision of the acquisition method used at that time is not known. The 1980s dataset includes only the lagoons of Pierre-Blanche (1980), Grec (1986), Or (1989) and Prevost (1991), their vertical accuracy is  $\pm 10$  cm. The 2005 dataset consists of sounding profiles oriented perpendicularly to the axis of the Rhone-Sete waterway, spaced 100 to 200 metres, and closer data near the passes between the lagoons and the canal. These data were measured using a differential GPS device coupled to a single-beam sonar, with a vertical precision of  $\pm 4$  cm (SMNLR, 2006).

*Table 1. Topo-bathymetric data used*

<i>Date</i>	<i>Source</i>	<i>Contour line</i>	<i>Bathymetry</i>
1772	Cassini's map parts n°57 and 92 <i>measured from 1770 to 1774</i>	Whole area	Non available
1965	CNABRL Seashore development mission <i>measured from 1964 to 1966</i>	Whole area	Whole area
1985	SMNLR - <i>measured from 1980 to 1991</i>	Partial area	Partial area
2005	SMNLR - <i>measured from 2004 to 2006</i>	Whole area	Whole area

All data were converted to the Lambert93 geographic coordinate system. The official IGN69 system is used as altimetric reference, 1965 dataset was converted from the old Lallemand datum. Moreover, to avoid the effects due to changes in sea level on the water level basis, data were corrected. The sea level rise during the last century is estimated between 1 and 4 mm/year (IPCC, 2007; CABANES *et al.*, 2001). The level in the Mediterranean sea appears to increase more slowly than in oceans (CALAFAT & GOMIS, 2009). However, it has spatial disparities with greater increase in the Gulf of

Lion than in the Provence coast (CAZENAVE *et al.*, 2002). In view of these studies, we have chosen to apply a correction based on an average sea level rise of 2 mm/year for old bathymetric data. The correction was calculated separately for each lagoon, based on the specific dates of the bathymetric charts.

### 3.2 Evolution of lagoon area

Coast lines of each lagoon were separated and were the subject of a surface calculation for dates 1772, 1965 and 2005. The areas were then compared to assess their evolution. Only the nine major lakes were considered in this study, salt marshes and minor water bodies (less than 100 ha) representing about 10% of the surface were not taken into account. They are in fact disconnected from the overall system, and field observations show that they are usually dry during summer. The uncertainty on the lagoon area was calculated from the precision of the original data for 2005 and from the georeferencing errors for 1772 and 1965 maps. In addition, for the 1772 dataset on areas with few control points, the surface of marshes bordering the lagoon was taken into account to increase the uncertainty value.

### 3.3 Evolution of lagoon depth

Bathymetric data were processed using the *ArcGIS* software and *Spatial Analyst* module. The sounding points were interpolated separately for each lagoon on a grid with a 50 × 50 metres resolution. This calculation is based on an inverse distance weighted algorithm (IDW), whose parameters were adjusted according to the density of data available for each date. The resulting raster files were compared. For this, the *Raster Calculator* tool was used by performing algebraic operations [2005-1965], [2005-1985] and [1985-1965]. The results allowed to differentiate areas of accumulation, stability and erosion. In order to take into account the high uncertainty of historical data, we chose a conservative approach (VAN DER WAL & PYE, 2003) representing as stable bathymetric variations less than ±25 cm.

## **4. Results and discussion**

### 4.1 Main evolution of the system

The results on the evolution of lagoon areas (table 2 and figure 2) show a general trend towards the reduction of lagoon space. However, it is possible to distinguish two groups of lakes. Grec, Ingril, Pierre-Blanche and Prevost present a clear reduction of their water body surface. Or, Vic, Arnel and Mejean are more stable. The loss of area is faster in the recent period, with an average loss of 8.2 ha/year since 1965, against 4.8 ha/year over the previous period. The bathymetric changes (figures 3 and 4) show a general tendency to fill the system with a large proportion of stable areas related to the conservative approach adopted.

Table 2. Present surface of the lagoons and relative changes since 1772.

Lagoon	Actual area (ha)	Evolution 1772-1965	Evolution 1965-2005
Ingril	534	-38 ± 12 %	-11 ± 3 %
Vic	1337	-5 ± 10 %	-1 ± 0,5 %
Pierre-Blanche	270	-17 ± 11 %	-11 ± 4 %
Arnel	445	-10 ± 10 %	+1 ± 0,5 %
Prevost	245	-8 ± 10 %	-9 ± 4 %
Mejean	727	-3 ± 10 %	0 ± 0,5 %
Grec	117	-39 ± 12 %	-33 ± 9 %
Or	3039	-6 ± 10 %	-4 ± 2 %

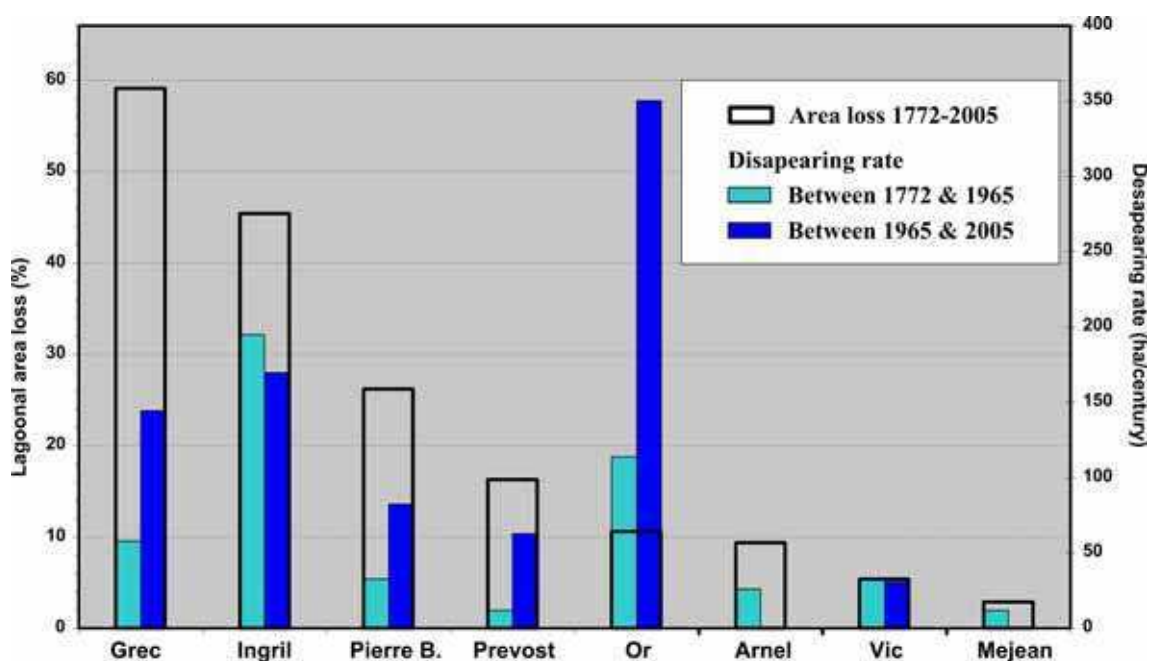
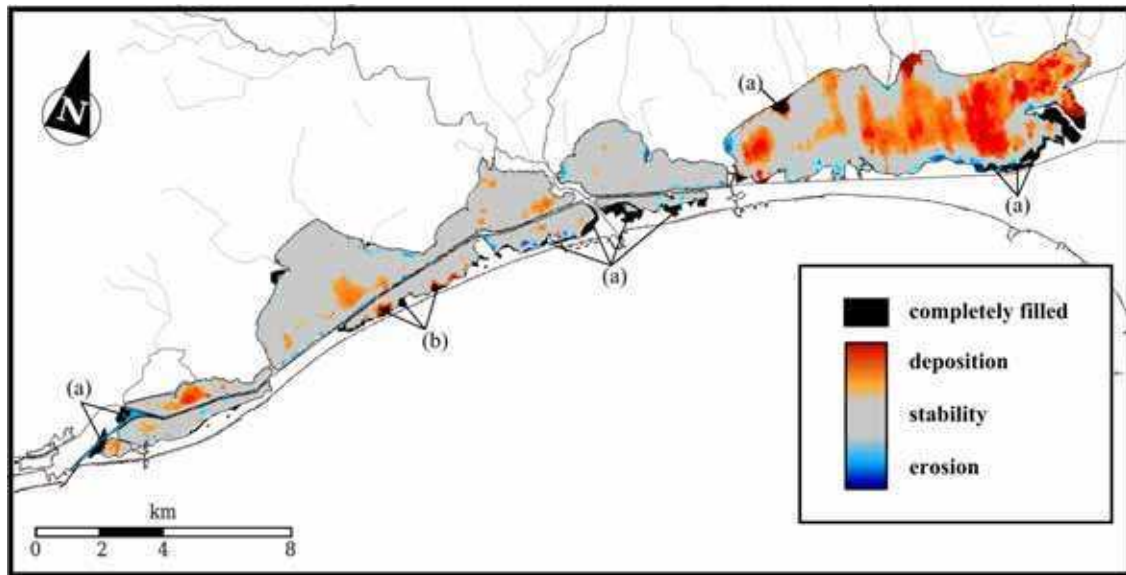
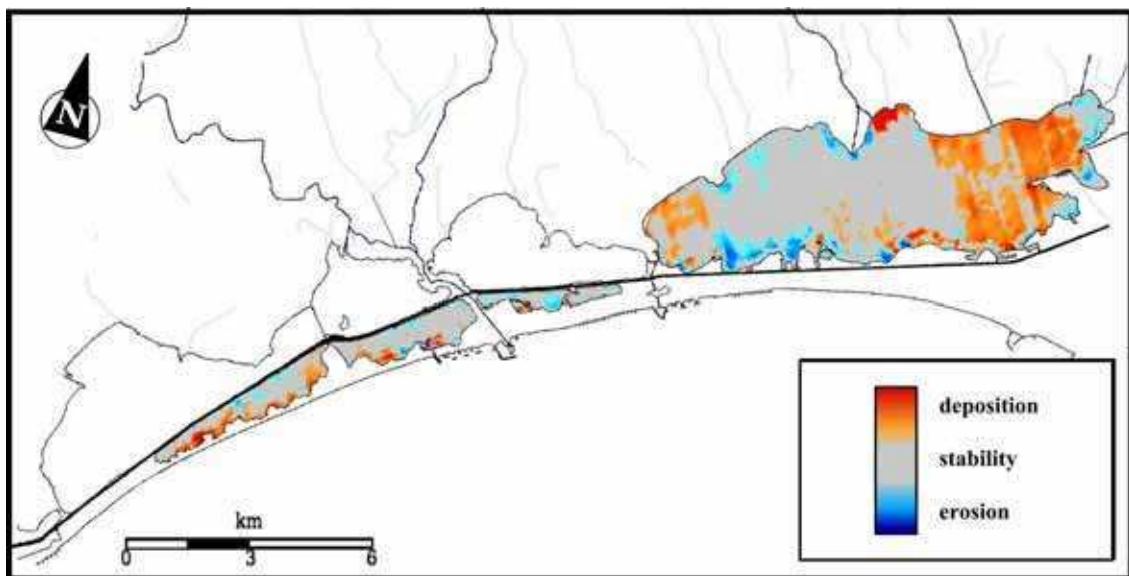


Figure 2. Area loss of Palavasian lagoons.



*Figure 3. Evolution of Palavasian lagoons between 1965 and 2005  
Completely filled areas come from anthropic impact (a) and natural process (b).*



*Figure 4. Bathymetric evolution of Palavasian lagoons between 1985 and 2005.*

#### 4.2 Interpretation of surface changes

A look at present land use identifies anthropogenic causes as the source of most of the completely filled areas during the recent period (Figure 3). On the Ingril lagoon, changes are old and began centuries ago with the separation of the Frontignan salt pans. The filling has continued with the development of Sete harbour and linked industries in the early XX<sup>th</sup> century, the construction of a tourist resort (1970s) and the digging of a new channel for the Rhone-Sete waterway (1980s).

Prevost and Grec lagoons were directly affected by urban development and tourism in the coastal area throughout the XX<sup>th</sup> century, and especially since the 1970s.

The Pierre-Blanche lagoon also has had a faster filling over the recent period. However, it is likely due to natural sedimentary fans associated with marine dynamics during extreme climatic events. This process is probably enhanced by various factors: the weakening of sand dunes due to high summer use, the fact that there is no beach protection in contrast to adjacent areas, and the sea level rise.

Given its large size, the Or lagoon has a relatively limited area loss. However, its evolution is one of the fastest (figure 2). It was initially filled by the sedimentary progradation of rivers. During the last half century, the filling has accelerated due to human actions, including expansion of the Montpellier-Frejorgues airport in the northern part and the development of hydraulic connections with the Rhone-Sete waterway in the south.

The area for the lagoons of Vic, Arnel and Mejean changed little over the period considered. The channelization of the Lez river towards the sea (XVII<sup>th</sup> century) has certainly slowed the filling by diverting sediment supply.

#### 4.3 Interpretation of bathymetric changes

Within the lagoons, the main deposit area is located in the eastern part of the Or lagoon. This part focuses many inputs from rivers (Cadoule, Berange, Dardaillons, various canals including connections with the Vidourle). Other areas of large deposits are located in the lagoons of Arnel, Vic, Pierre-Blanche and Ingril. For Arnel lake, the deposits are probably related to the flood inputs from the Mosson and Lez rivers. In the Vic lagoon, deposits are concentrated in the deepest areas in the centre of the lagoon. This preferential accumulation can be explained by a lower reworking of sediment by waves. In the case of the Pierre-Blanche lagoon, sediment accumulations are located mainly in the continuity of areas completely filled by storm wash-over fans. Those deposits are a factor of filling also recognized in earlier times for this lagoon (SABATIER, 2009). For the Ingril lagoon, the large number of communications with the Rhone-Sete canal (six passes compared with one to three for other lakes of the system) could be a source for the deposits observed. Prevost lagoon shows reduced accumulation areas located next to the external inputs: connections with Rhone-Sete waterway, small canal of Palavas and the inlet. Accumulation for this lagoon is surely underestimated because dredgings were performed to pull off sand in the inlet and its surroundings. Finally, the Grec and Mejean lagoons show almost no deposition areas.

Eroding areas are located on the edges of the lakes. The low water depth allows here a greater resuspension of sediment during strong winds events. Dredging may also have contributed to this evolution. Over the study period, dredging has been performed to keep functional passes between lagoons and the Rhone-Sete canal, into inlets and in the Prevost lagoon.

A noticeable point is the named "Pointe du Salaison" located in the Or lagoon (figure 5). As a result of the construction of a new drainage channel for floods, the former river bed is now experiencing erosion and an accumulation area appeared at the mouth of the new channel.

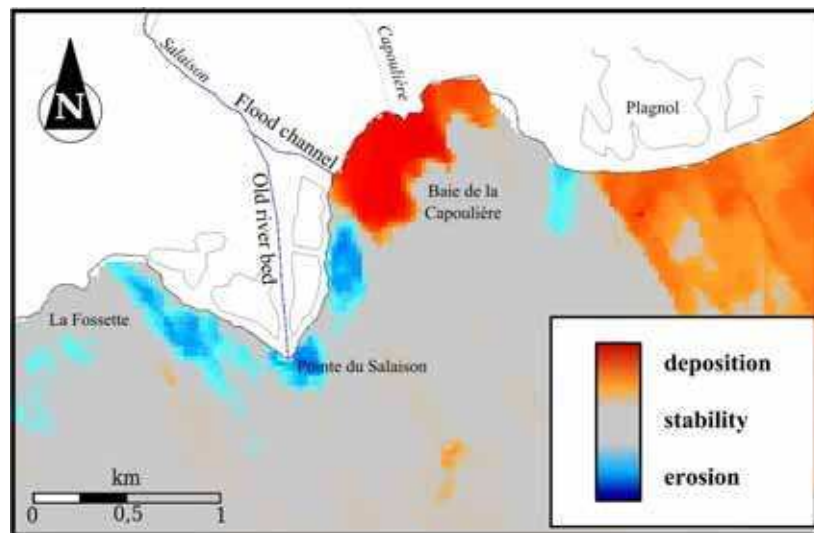


Figure 5. Recent evolution at the "pointe du Salaison" (Or lagoon).

#### 4.4 Quantitative aspects

Although uncertainties on old bathymetric charts are important, the quantitative examination of changes can be useful to give an idea of the evolutionary speed into the lagoon system. Average rates of depth change and annual accumulated volumes were estimated excluding artificially filled areas. The results for each lagoon are presented in table 3. Lagoons of Ingril, Pierre-Blanche, Arnel, Mejean and Or have a slow filling trend. Lagoons of Vic and Prevost are globally stable over the study period which is short in relation to the processes involved. The Grec lagoon is the only one showing a tendency to erosion. It is also the most impacted by land reclamation (figures 2 et 3). This erosion trend may be explained by the materials removed to be used in filled areas. Where intermediate data are available, a good agreement is observed in sedimentation rates except for the Or lagoon. A much higher sedimentation rate is estimated in the ancient period. Considering the important difference with the other lagoons, it is likely that an error in the acquisition of the data for this lake is at the origin of the phenomenon. For Pierre-Blanche lagoon, the results are consistent with the geochronological data available,  $2.7 \pm 0.2$  mm/year (SABATIER *et al.*, 2010). There is no data for other lagoons in the system.

The average trend for the whole Palavasian lagoon complex gives a sedimentation rate of  $1.3 \pm 4$  mm/year, equivalent of a net accumulation of about 93,000 m<sup>3</sup>/year. Based on

the average depth of the lagoon system, and assuming the stability of present forcings, we can suppose there would be a total filling of Palavasian lagoon in about 500 years.

*Table 3. Sedimentary evolution of Palavasian lagoon (negative erosion).*

<i>Lagoon</i>	<i>1965-1985 (mm/yr)</i>	<i>1985-2005 (mm/yr)</i>	<i>1965-2005 (mm/yr)</i>	<i>volume (m<sup>3</sup>/yr)</i>
<i>Ingril</i>	-	-	$1,9 \pm 5$	9587
<i>Vic</i>	-	-	$0,2 \pm 5$	11912
<i>Pierre-Bl.</i>	$3,3 \pm 6$	$2,8 \pm 2$	$2,8 \pm 5$	7760
<i>Arnel</i>	-	-	$2,0 \pm 5$	7065
<i>Prevost</i>	$0,6 \pm 6$	$-0,5 \pm 2$	$0,0 \pm 5$	365
<i>Mejean</i>	-	-	$1,1 \pm 5$	3289
<i>Grec</i>	$0,0 \pm 6$	$-2,5 \pm 2$	$-1 \pm 5$	-913
<i>Or</i>	$10 \pm 6$	$1,8 \pm 2$	$7,2 \pm 5$	54255

## 5. Conclusions

This analysis of topographic and bathymetric data has enabled an assessment of the recent evolution of the Palavasian lagoon system. A general trend towards a reduction of the lagoon area is observed. The global bathymetric evolution is slow and includes distinct patterns according to the different lakes.

Human's actions appear as an important factor of this evolution; it is responsible for more than 2/3 of the completely filled areas during the past 40 years. This can occur directly by land reclamation. It can also be indirectly impacts changing the system dynamics like river channelization and beach protection. The distribution of deposition areas suggests a significant contribution of inputs from the watershed in the filling process. An active marine dynamics is also involved in the filling of Pierre-Blanche lagoon, a sector where the coast is not artificialized unlike the rest of the lagoon complex. The high uncertainty in the old bathymetric data and the one concerning sea level rise prevents making a reliable estimation of the future evolution of the system from these results. A more accurate monitoring of the lagoon dynamics and external inputs (watershed and sea) is necessary to go further.

## 6. References

- ALLARD J., CHAUMILLON E., FENIES H. (2009). *A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: The Arcachon lagoon, SW France*. Continental Shelf Research, n° 29, pp 957-969.  
doi:10.1016/j.csr.2008.11.017
- ANDREOSSY F. (1669). *Carte du canal Royal de communication des mers en Languedoc*.

- BOURRIN F., DURRIEU DE MADRON X., LUDWIG W. (2006). *Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea)*. *Vie et Milieu*, n° 56(4), pp 307-314.
- BARUSSEAU J.P., GIRESSÉ P., PLANCHAIS N., RADA KOVITCH O. (1992). *La sédimentation lagunaire des derniers siècles en Languedoc-Roussillon : données sédimentologiques, isotopiques et palynologiques*. *Vie et Milieu*, n° 42(3-4), pp 307-320.
- BIRD E.C.F. (1994). *Physical settings and geomorphology of coastal lagoons*. In *Coastal Lagoon Processes*. B. Kjerfve, pp 9-39. doi:10.1016/S0422-9894(08)70007-2
- CABANES C., CAZENAVE A., LE PROVOST C. (2001). *Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations*. *Science*, n° 26, pp 840-842. doi:10.1126/science.1063556
- CALAFAT F., GOMIS D. (2009). *Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945-2000*. *Global and Planetary Change*, n° 66, pp 225-234. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.12.015
- CASSINI C. (1778). *Carte du Royaume de France*. Feuilles n° 57 & 92.
- CASTAINGS J. (2008). *Etat de l'art des connaissances du phénomène de comblement des milieux lagunaires*. Rapport Master 2 GLM, Université de Montpellier 2, Cepralmar. 100 p.
- CATALIOTTI-VALDINA D. (1978). *Modalités et bilan de la sédimentation pélagique dans un milieu margino-littoral : le complexe lagunaire de Bages-Sigean*. Thèse, Université de Toulouse 3, 203 p.
- CAZENAVE A., BONNEFOND P., MERCIER F., DOMINH K., TOUMAZOU V. (2002). *Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges*. *Global and Planetary Change*, n° 34, pp 59-86. doi:10.1016/S0921-8181(02)00106-6
- DEZILEAU L., SABATIER P., BLANCHEMANCHE P., JOLY B., SWINGEDOUW D., CASSOU C., CASTAINGS J., MARTINEZ P., VAN GRAFENSTEIN U. (2010). *Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean Coast*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, n° 299, pp 289-297.
- DUBOUL-RAVAZET C., MARTIN R. (1981). *La sédimentation Holocène dans trois étangs du littoral du Languedoc-Roussillon*. Société Languedocienne de Géographie, n° 15(1-2), pp 69-86.
- EHESS/CNRS & BNF (2004). *Des villages de Cassini aux communes d'aujourd'hui*. [URL [http://cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/5\\_donnees.htm](http://cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/5_donnees.htm) ]
- IPCC (2007). *Climate change 2007: synthesis report*. Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 103 p.
- MARTIN R. (1978). *Evolution Holocène et actuelle des conditions de sédimentation dans le milieu lagunaire de Salses-Leucate*. Thèse, Université de Toulouse 3, 210 p.



- MOLINAROLI E., GUERZONI S., SARRETTA A., MASIOL M., PISTOLATO M. (2009). *Thirty-year changes (1970-2000) in bathymetry and sediment texture recorded in the Lagoon of Venice sub-basins, Italy*. Marine Geology, n° 258, pp 115-125. doi:10.1016/j.margeo.2008.12.001
- MORTON R.A., WARD G. H., WHITE W. A. (2000). *Rates of sediment supply and sea-level rise in a large coastal lagoon*. Marine Geology, n°167, pp 261-284. doi:10.1016/S0025-3227(00)00030-X
- NICHOLS M.M. (1989). *Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons*. Marine Geology, n° 88, pp 201-219. doi:10.1016/0025-3227(89)90098-4
- PHLEGER F.B. (1969). *Some general features of coastal lagoons*. Coastal lagoons symposium, Novembre 1967, Mexico, pp 5-26.
- RAYNAL O., BOUCHETTE F., CERTAIN R., SABATIER P., LOFI J., SERANNE M., DEZILEAU L., BRIQUEU L., FERER P., COURP T. (2010). *Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology*. Bulletin de la Société Géologique de France, n° 181(2), pp 211-224.
- SABATIER P. (2009). *Reconstitution des évènements climatiques extrêmes (crues et tempêtes) au cours de l'Holocène dans le Golfe d'Aigues-Mortes (Sud de la France)*. Thèse, Université de Montpellier 2, 202 p.
- SABATIER P., DEZILEAU L., BLANCHEMANCHE P., SIANI G., CONDOMINES M., BENTALEB I., PIQUES G. (2010). *Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system*. Radiocarbon, n° 52(1), pp 91-102.
- SMNLR (2006). *Bathymétrie des étangs Palavasiens et de l'étang de l'Or : méthodologie et moyens mis en œuvre*. Rapport du Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon. 24 p.
- VAN DER WAL D., PYE K. (2003). *The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries*. The Geographical Journal, n° 169(1), pp 21-31.



**4th EUROLAG Symposium - ECOCLR**  
Research and management for the conservation of coastal lagoon ecosystems.  
Montpellier, décembre 2009.

**Castaigns J., Dezileau L., Fiandrino A.**

**Sediment infilling in Mediterranean lagoons :  
a multidisciplinary approach**

Coastal lagoons have a high value for their natural heritage and economic activities (tourism, fisheries...) but these ecosystems are disappearing slowly due to sediment infilling. The study of scientific and historical publications on several Mediterranean coastal lagoons (Italy, France, Spain, Morocco, Tunisia) leads to a review about processes involved. The main factors in the morphological evolution of the lagoons are (i) watershed sediment supply, (ii) biological production, (iii) marine inputs, (iv) eolian inputs. Locally, the relative importance of each of these processes appears to be related with climatic conditions, including the importance of extreme events, and anthropic influences (rivers channelization, eutrophication, land reclamation...).

Accurate knowledge of these processes remains limited. In order to understand better these phenomena and the future evolution, a multidisciplinary approach is carried out on the coastal lagoons system « étangs palavasiens – étang de l'Or » (Hérault, France). This work is based on the sedimentological and geochemical study of cores and identification in the historical archives of events such as floods, intense storms, construction of artificial waterways.

At the same time, the development of a numerical hydrosedimentary model will simulate the morphological changes in short and medium term. This innovative approach should lead to a better understanding on the evolution of Mediterranean lagoons and may help to future integrated management.

**Castaings J., Dezileau L., Fiandrino A., Verney R.**

## **Sediment infill or sea submergence :**

### **Which side will tip the balance for palavasian lagoons ?**

Coastal lagoons have a high value for their natural heritage and economic activities (tourism, fisheries...) but these ecosystems are potentially threatened by climate change. The rising of the mean sea level will affect lagoons dynamics and morphological evolution. A possible change in extreme climatic events will modify the sediment supply to lagoons, which is dependant on river floods and coastal storms for a large part. The instable balance between sediment supply and sea level dynamics can lead either to the filling of the lagoon, or to its submersion by the sea. Depending on local conditions of natural and anthropogenic forcings, each lagoon will react differently.

This study focus on the case of the Palavasian lagoons (South of France), a system of nine linked lagoons, to assess the sediment dynamics and the evolution trends. A multi disciplinary and multi time-scale approach is carried out on the coastal lagoons system. Four bathymetric charts since 1868 are overviewed showing a slow infill of most of the lagoons and some areas of human induced evolutions (dredging and land reclamation). Sedimentological and geochemical studies of cores were performed. Several past coastal storms events have been identified and sedimentation rates have been estimated with the <sup>210</sup>Pb method in good correlation with the bathymetric data. A recent in situ monitoring of about one year high frequency observations completes the historical datas. Waves and sediment surface elevation were measured in three points, showing processes of resuspension, erosion and deposition linked with meteorological conditions. Unlike the historical trend, this in situ monitoring shows an eroding trend. This may be due to a recent change in sediment dynamics or to a very high variability in sediment inputs.

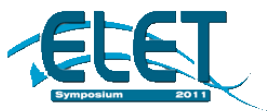


**Vulnerability of coastal ecosystems to global change and extreme events**  
At the crossroads of knowledge to the benefit of coastal ecosystem services.  
Biarritz, 18<sup>th</sup> to 21<sup>th</sup> October 2011

**Castaigns J., Dezileau L., Fiandrino A., Verney R., Blanchemanche P.**

## **Evolution of Mediterranean lagoons submitted to extreme climatic events and human pressure (poster)**

The morphological evolution of coastal lagoons strongly depends upon climate and extreme events. Coastal storms and flash floods can supply or remove large amounts of sediments in a short time. Moreover, lagoons are often influenced by impacts of human activities. The lagoons of The Gulf of Lion (Mediterranean Sea) are particularly concerned by this evolution due to a high ecological value and an increase of coastal population during the last 50 years. A multidisciplinary study analyses the evolution of Palavasian lagoons at various time scales. Historical and sedimentological data show that extreme events and human development control the morphologic evolution of the lagoons for the last two centuries. In particular, a period of intense storms is highlighted during the Little Ice Age, followed by a rather calm period until nowadays. A mean filling trend of about 1.3 mm/year is estimated from bathymetric charts and sediment cores. This rate rises to more than 3 mm/year near rivers, inlets and the centre of some lagoons. Recent high frequency field measurements provide details on present sediment dynamics in these ecosystems. Several sequences of deposition and erosion are observed, linked to meteorological conditions. These observations provide a better understanding of the sediment dynamics at short time scale. However, unlike the historical trend, they tend to show an erosion of the lagoons. This observed difference on various times scale shows the difficulty of assessing the evolution of a system subjected to different time scale processes and to a high variability of climatic events.



**Castaigns J., Dezileau L., Fiandrino A., Verney R., Blanchemanche P.**

## **Understanding the sediment dynamics of lagoons from hours to centuries : a multi timescale approach**

Coastal lagoons have a high value for their natural heritage and economic activities. Understanding sediment processes in lagoons is of major interest at different scales. In a long-term view it is important to assess morphological evolution, particularly in the context of climate change and sea level variation. In a medium or short-term view it concerns various management issues like navigation channels filling, storage or release of pollutants by the sediment, etc. This study focuses on the case of the Palavasian lagoons (South of France) a system of nine linked Mediterranean lagoons. On the basis of bathymetric charts and sediment cores, the past evolution of the lagoons was reconstructed for the last two centuries. A slow filling is highlighted and accumulation rates estimated with the  $^{210}\text{Pb}$  method is in good correlation with the bathymetric data. Sediment supply from coastal rivers and the sea seems to be dominant, but most of morphological changes are induced by human activity (dredging and land reclamation). Those dataset were completed by a one year high-frequency in situ monitoring. Waves and sediment surface elevation were recorded in two points with additional measurement of turbidity and hydrodynamics. Observed processes of erosion and deposition were linked with meteorological conditions. In contradiction with historical data, an eroding evolution trend was shown by this monitoring. This may be due to a very high sediment inputs variability in the context of Mediterranean climate. Indeed, no major flood occurred during the monitoring and for Mediterranean rivers floods are known to concentrate a large part of the sediment transport. The on going development of a numerical model could bring some new explanations.



**Jeudi 28 juin 2012**

10h00 - 10h45

Salle Mont St-Clair, Centre de recherche halieutique (CRH-EME), Sète



*Exceptionnellement cette semaine, l'horaire de la conférence est avancé à 10 h*

## « Fonctionnement hydrosédimentaire du **système lagunaire** palavasien sur des échelles de temps multiples »

**Jérôme Castaings**

*Doctorant Ifremer LER, Sète*

**Résumé.** Les lagunes sont des écosystèmes littoraux d'intérêt majeur tant pour leur patrimoine naturel que pour les activités humaines qui en dépendent. Leur évolution géologique est étroitement liée à la fois aux apports sédimentaires extérieurs et aux variations du niveau marin. L'objectif de ces travaux est de mieux comprendre leur dynamique sédimentaire, tant au niveau des processus de court terme que sur leur évolution générale à plus long terme. L'étude se concentre sur le cas du complexe « étangs palavasiens - étang de l'Or », un système de neuf lagunes interconnectées. Sur la base de données bathymétriques et sédimentologiques, l'évolution passée du système lagunaire a été reconstituée pour les deux derniers siècles. Une tendance lente au comblement est mise en évidence. Une part non négligeable des changements morphologiques observés peut être imputable aux activités humaines (dragages et remblaiements). Un suivi à haute fréquence de la dynamique sédimentaire actuelle a été également mené au cours des deux dernières années. Les processus d'érosion et de dépôts observés sont comparés aux données météorologiques pour identifier l'influence des principaux forçages. Sur cette période, l'évolution du niveau du sédiment montre une tendance à l'érosion. Cette contradiction apparente avec les données historiques est à nuancer compte tenu de la grande variabilité des apports en contexte méditerranéen. Un modèle numérique en cours de validation devrait apporter un éclairage supplémentaire sur les processus sédimentaires dans ces lagunes.



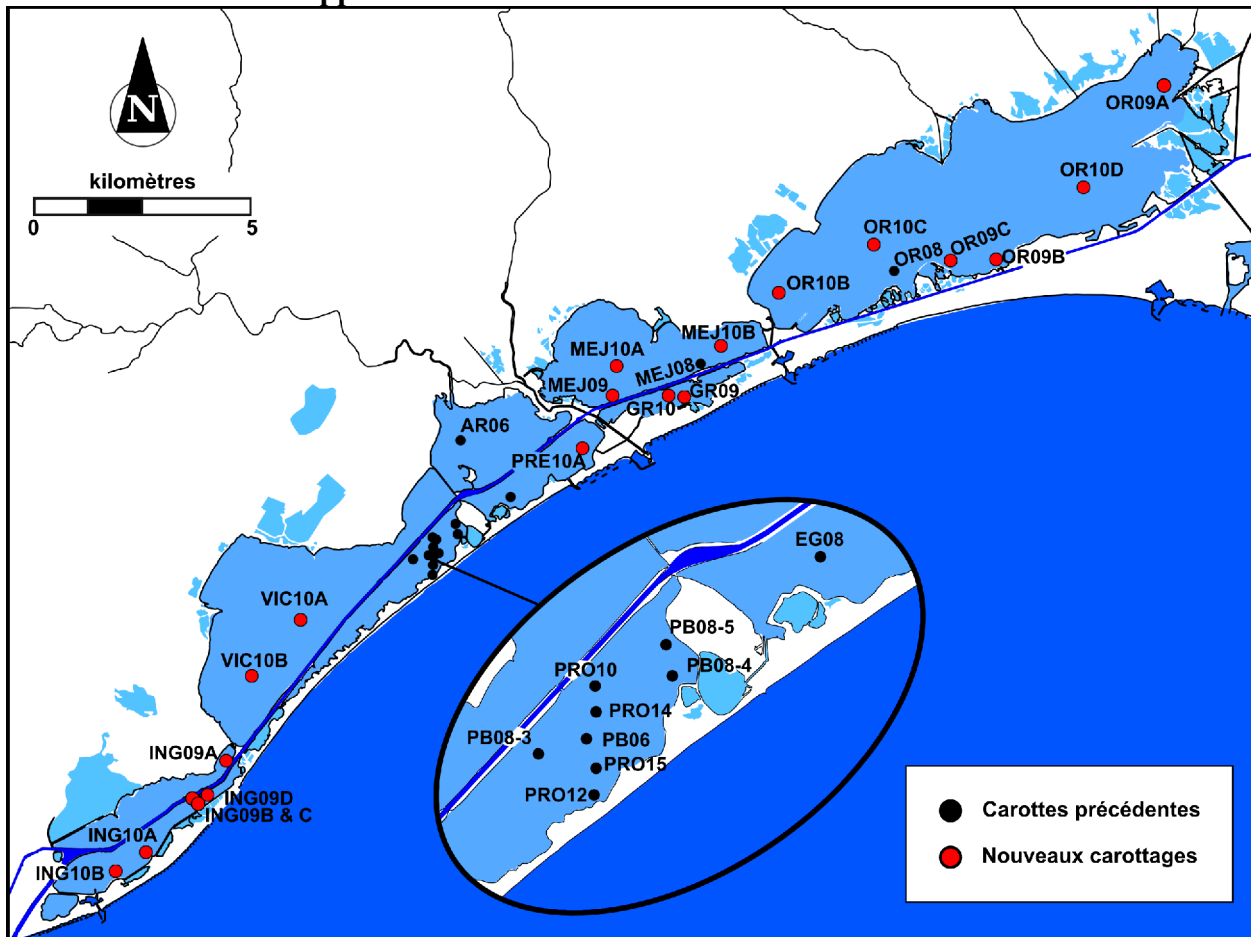
*Comme chaque été,  
les conférences du Jeudi prennent le large.  
Rendez-vous en septembre  
pour la suite du programme.*

*Programme des Jeudis et archives des  
présentations disponibles sur : [www.umr-eme.org](http://www.umr-eme.org)  
(module Actualité > rubrique Les Jeudis)  
contact :  
[christophe.lett@ird.fr](mailto:christophe.lett@ird.fr)  
[sylvain.bonhommeau@ifremer.fr](mailto:sylvain.bonhommeau@ifremer.fr)  
[laurence.vicens@ird.fr](mailto:laurence.vicens@ird.fr)*

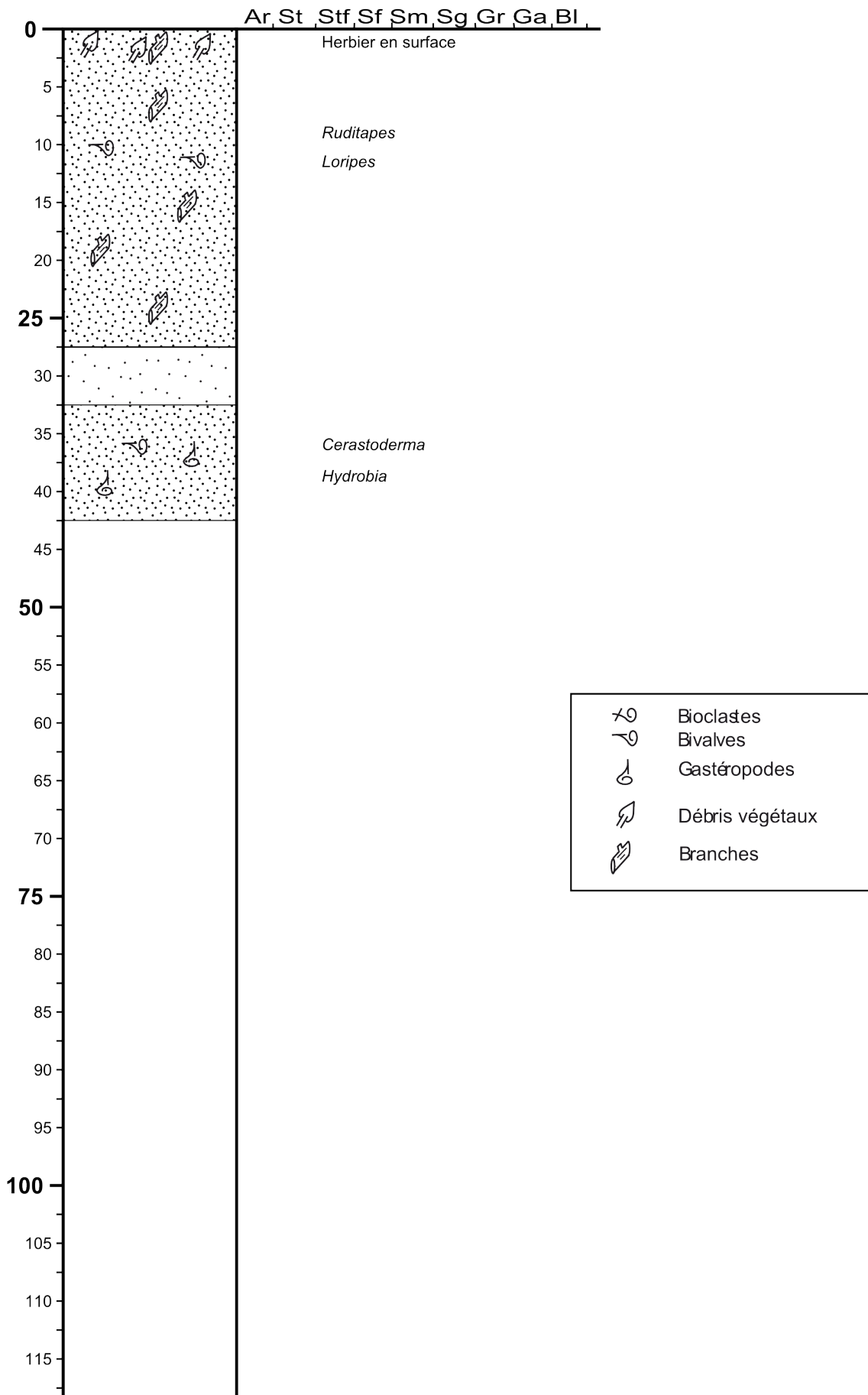
Avenue Jean Monnet / B.P. 171 / 34203 Sète / Tél. 04 99 57 32 55 ou 32 66 / Fax 04 99 57 32 95 / [www.umr-eme.org](http://www.umr-eme.org)

## Annexe II : Profils sédimentologiques des carottes

Rappel de la localisation des carottes sédimentaires.

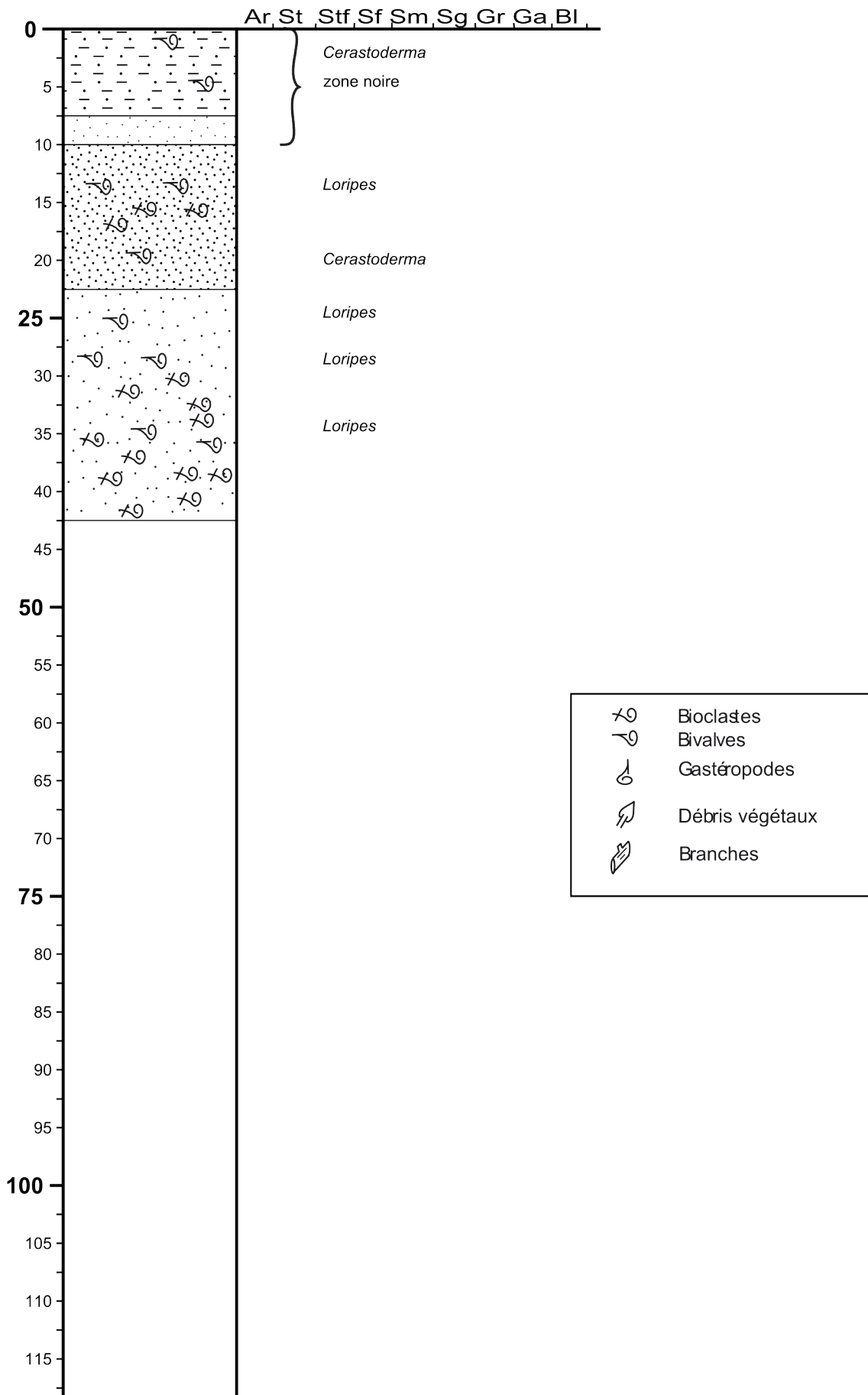


NOM : ING10B  
 DATE : 05/11/2010



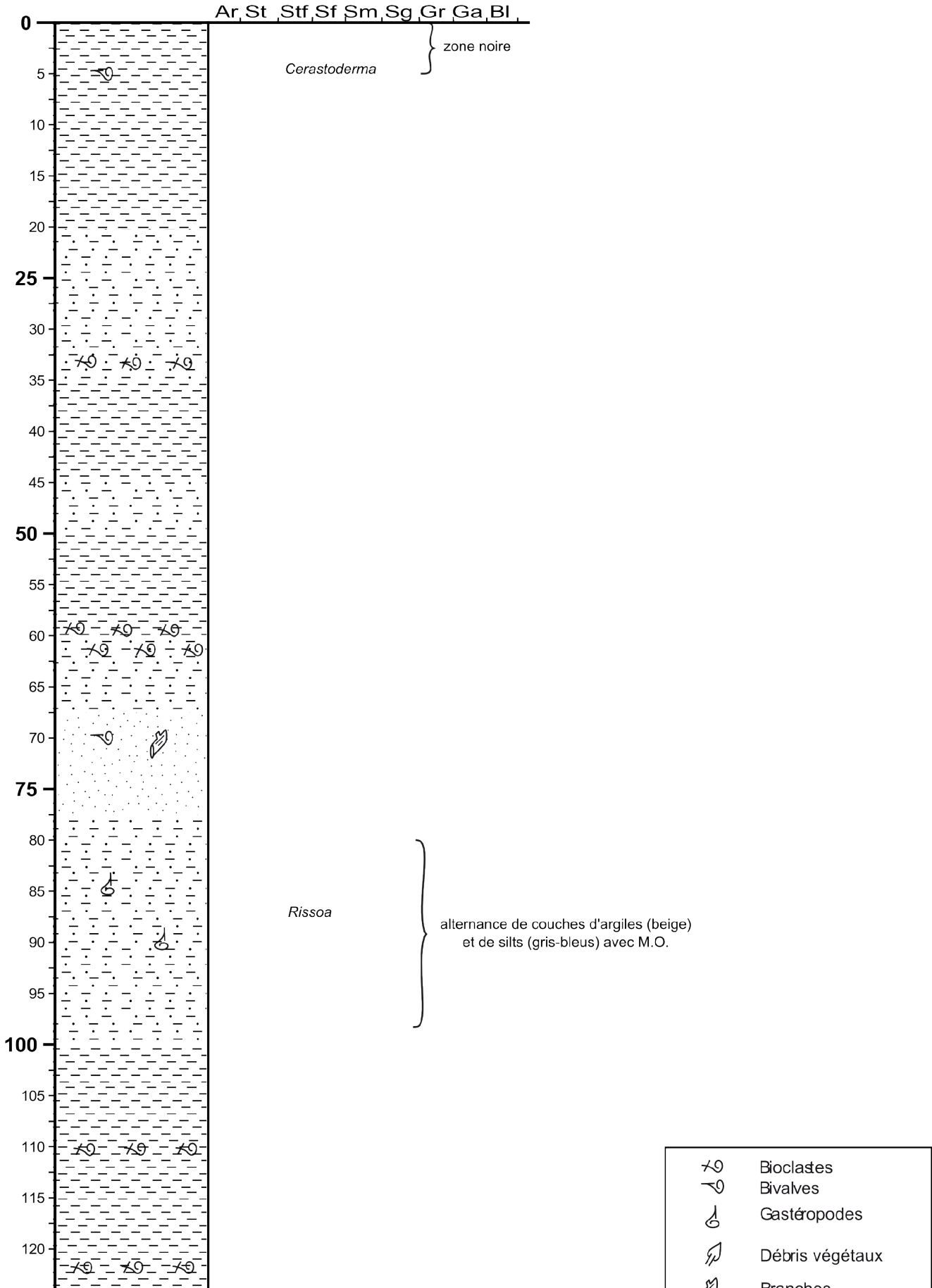


NOM : ING10A  
 DATE : 05/11/2010

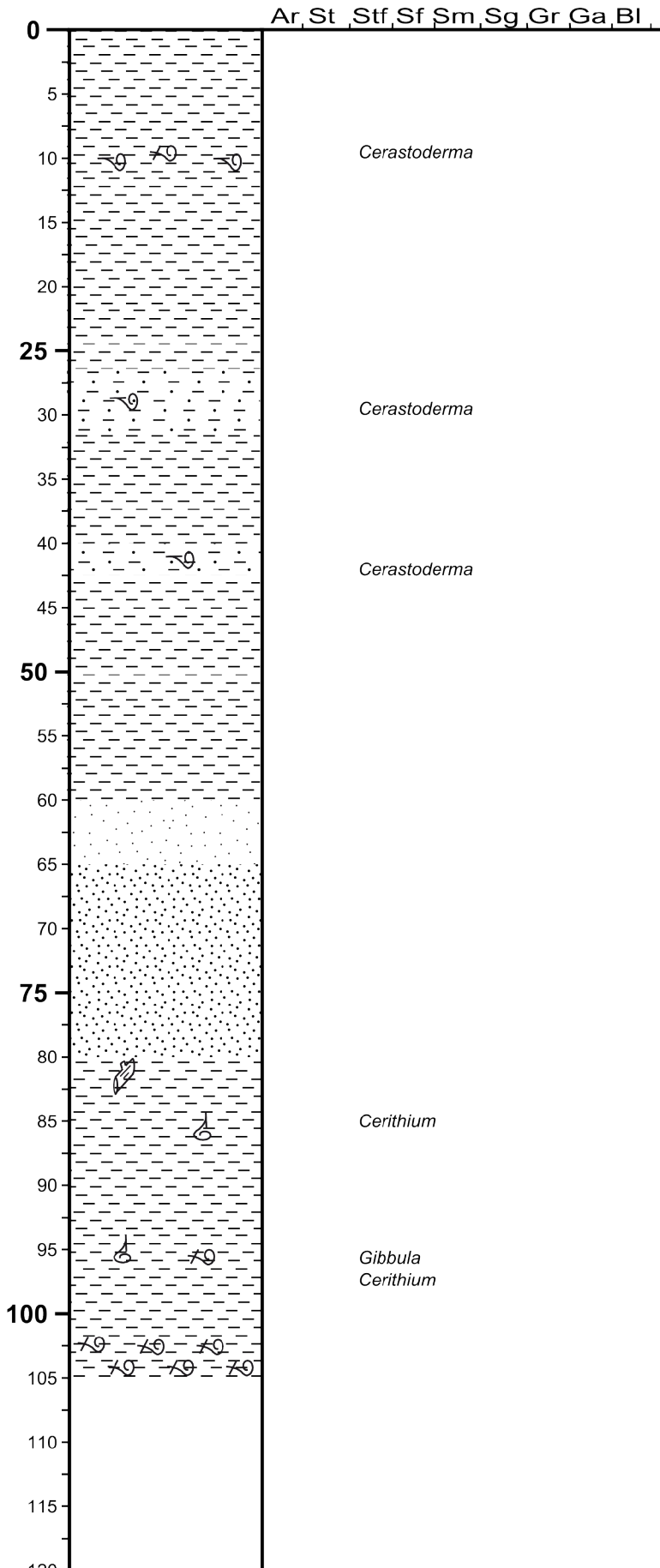


NOM : PB08-3bis

DATE : 22/05/2008

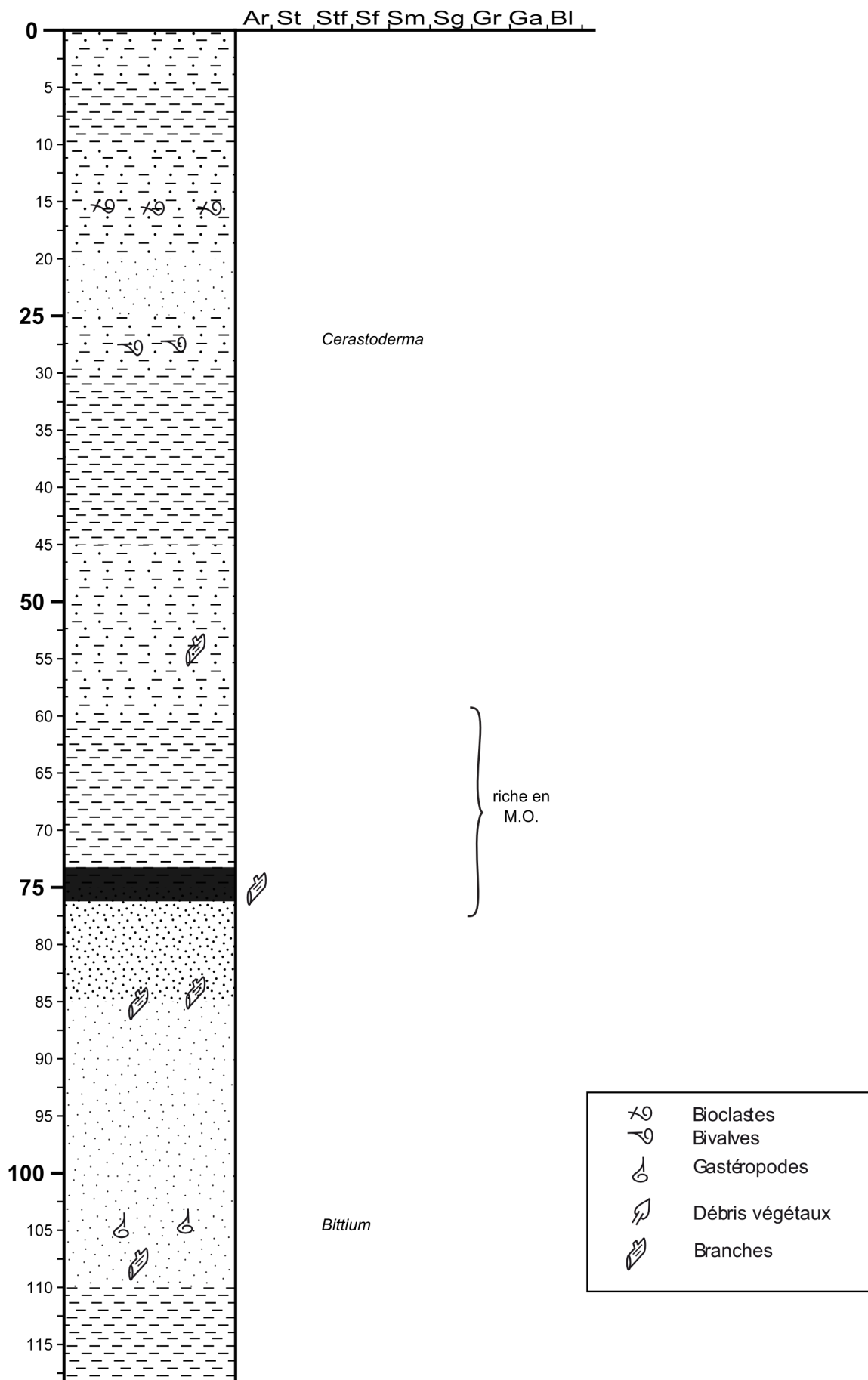


NOM : PB08-5bis  
 DATE : 22/05/2008



	Bioclastes
	Bivalves
	Gastéropodes
	Débris végétaux
	Branches

NOM : EG08  
 DATE : 12/06/2008



## **Annexe III : Données géochronologiques**

**ING09(B)**

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-2	84,60±1,71	18,83±1,58	65,77±1,87	3,87±0,16	27,06±1,33	20,60±0,33
2-4	74,68±1,83	18,33±1,82	56,37±1,98	3,86±0,18	24,99±1,50	19,55±0,33
4-6	73,72±1,45	17,58±1,38	56,13±1,57	3,40±0,14	26,22±1,17	18,99±0,17
6-8	58,88±1,20	17,25±1,23	41,63±1,30	3,21±0,12	37,85±1,17	18,50±0,17
8-10	37,70±1,25	16,72±1,75	20,98±1,35	1,86±0,12	51,49±1,50	17,73±0,33
10-12	28,48±1,40	16,62±1,88	13,50±1,52	1,44±0,12	55,64±1,67	16,54±0,33
12-14	23,93±1,20	15,72±2,10	8,22±1,32	1,14±0,13	56,40±2,00	16,61±0,33
14-16	19,40±1,03	14,17±1,97	5,23±1,12	0,93±0,11	60,80±1,83	16,97±0,33
16-18	17,52±0,90	14,50±1,53	3,02±0,98	0,78±0,10	46,21±1,50	16,70±0,17
18-20	18,68±0,88	16,35±1,55	2,33±0,97	1,11±0,09	52,55±1,50	19,53±0,17
20-22	17,67±1,05	15,98±1,92	1,62±1,17	1,03±0,12	53,53±1,67	18,75±0,33
22-24	16,62±1,10	14,55±1,77	2,08±1,22	0,85±0,10	54,07±1,67	18,70±0,33
24-26	14,17±2,10	13,42±2,00	0,75±2,28	0,89±0,12	61,02±2,00	20,02±0,33
26-28	14,28±2,00	14,82±1,93	0,25±2,18	0,65±0,11	56,11±1,83	18,49±0,33
28-30	11,87±1,50	10,83±1,47	1,03±1,63	0,45±0,10	58,84±1,83	15,21±0,33
30-32	9,40±1,90	13,62±1,93	0,00±2,08	0,13±0,08	61,44±1,83	16,03±0,17
32-34	13,85±3,06	13,24±2,78	0,62±3,33	0,46±0,10	83,12±3,17	17,53±0,33
34-36	0,00±0,75	13,85±0,18	0,00±0,85	0,13±0,08	64,23±1,83	16,33±0,33

**ING10(A)**

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-1	76,57±2,27	16,62±2,35	59,95±3,27	3,71±0,30	28,05±1,50	18,23±0,33
2-3	74,25±2,80	25,97±3,22	48,28±4,27	3,10±0,37	23,34±1,83	19,65±0,50
3-4	68,00±2,25	24,02±2,87	43,98±3,64	2,93±0,29	29,53±1,67	18,92±0,50
4-5	55,67±2,72	23,92±3,63	31,75±4,53	3,70±0,41	24,94±2,17	19,31±0,50
5-6	51,82±1,87	20,58±2,75	31,23±3,32	3,04±0,28	27,89±1,67	20,20±0,50
6-7	40,42±1,72	18,98±2,32	21,43±2,88	2,28±0,26	22,99±1,50	18,79±0,50
7-8	33,58±1,92	16,75±2,87	16,83±3,45	1,57±0,28	26,65±1,83	19,36±0,50
8-9	32,60±1,28	17,67±1,80	14,93±2,22	1,91±0,17	25,29±1,17	18,56±0,33
9-10	33,42±1,27	18,73±1,93	14,68±2,32	2,25±0,20	25,79±1,17	17,71±0,33
10-11	30,85±1,70	16,90±2,53	13,95±3,05	2,31±0,29	26,07±1,67	16,70±0,33
11-12	23,28±1,52	13,23±2,40	10,05±2,83	1,22±0,26	29,59±1,67	16,37±0,50
13-14	17,08±1,58	16,40±2,75	0,68±3,17	0,31±0,13	34,90±2,00	17,36±0,50
15-16	13,93±1,47	23,53±3,12	0,00±3,45	0,47±0,24	28,25±1,83	15,82±0,50
16-17	14,00±0,88	16,22±1,48	0,00±1,73	0,00±0,20	30,86±1,00	15,07±0,17
17-18	13,55±1,03	13,50±2,00	0,05±2,25	0,00±0,20	32,37±1,83	15,01±0,33
19-20	18,00±0,93	19,48±2,02	0,00±2,60	0,26±0,27	50,96±1,50	19,10±0,33
20-21	19,63±1,13	21,15±2,33	0,00±2,60	0,28±0,30	55,13±1,67	21,34±0,33

VIC10(A)

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-1	151,85±3,30	22,03±0,35	129,82±3,32	14,66±0,47	27,74±2,00	24,90±0,33
2-3	142,80±2,85	21,32±0,32	121,50±2,87	14,10±0,43	29,20±1,83	24,91±0,17
4-5	151,98±3,45	21,20±0,33	130,80±3,47	15,26±0,47	38,03±2,33	24,40±0,33
6-7	136,90±4,61	18,03±3,17	120,44±4,63	16,08±0,52	37,65±2,33	23,86±0,33
7-8	138,62±3,37	21,37±0,37	117,25±3,38	17,54±0,53	41,53±2,50	24,33±0,33
10-11	124,77±2,19	21,72±0,22	103,05±2,20	19,02±0,50	37,08±1,50	25,11±0,33
11-12	123,68±3,20	21,32±0,37	102,37±3,22	20,54±0,61	41,21±2,17	25,20±0,33
13-14	99,23±1,99	20,22±0,23	79,02±2,00	20,55±0,54	38,29±1,50	24,15±0,33
14-15	94,22±3,30	18,05±0,40	76,17±3,32	24,09±0,72	49,94±2,67	24,48±0,50
15-16	85,17±3,53	19,85±2,68	65,32±3,55	23,43±0,65	41,94±1,83	25,03±0,33
17-18	80,07±2,11	19,50±0,27	60,57±2,12	26,42±0,68	48,71±1,83	24,28±0,33
18-19	70,07±1,76	17,95±0,23	52,12±1,77	25,48±0,66	49,27±1,67	23,25±0,33
20-21	67,20±2,47	18,12±0,30	49,08±2,48	20,26±0,58	50,28±2,17	24,25±0,33
23-24	46,68±1,99	18,62±0,30	28,07±2,00	11,72±0,39	48,58±2,17	24,90±0,33
26-27	43,08±2,19	18,00±0,35	25,08±2,00	7,66±0,35	47,01±2,20	23,66±0,50
28-29	30,88±2,49	17,32±2,08	13,57±2,50	4,84±0,20	43,18±2,33	25,76±0,33
32-33	27,77±1,94	21,78±0,32	5,98±1,95	2,68±0,21	41,55±2,17	28,84±0,33
40-41	22,92±1,18	21,07±0,17	1,85±1,18	0,65±0,11	36,06±1,50	28,29±0,33



**PB06**

<b>Profondeur (cm)</b>	<b><sup>210</sup>Pb total (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>226</sup>Ra (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>210</sup>Pb excès (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>137</sup>Cs (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>238</sup>U (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>230</sup>Th (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>
0-1	113,49±2,47	19,12±0,32	94,38±2,49	18,89±0,53	29,00±1,38	23,67±0,33
1-2	102,50±2,93	19,47±0,43	83,03±2,97	20,09±0,68	32,36±1,88	23,67±0,48
2-3	101,23±2,22	19,73±0,20	81,50±2,23	17,54±0,45	30,32±1,33	22,89±0,17
3-4	104,61±2,59	18,94±0,26	85,67±2,60	20,60±0,56	30,20±1,71	23,88±0,26
4-5	99,11±2,66	19,05±0,23	80,06±2,67	25,36±0,64	28,95±1,74	25,08±0,22
5-6	99,47±2,50	21,78±0,25	77,68±2,51	27,40±0,70	26,60±1,80	25,10±0,23
6-7	97,17±2,16	21,97±0,23	75,20±2,18	26,55±0,67	28,05±1,59	25,32±0,22
7-8	83,06±2,10	17,61±0,23	65,45±2,12	29,53±0,75	26,53±1,60	23,91±0,22
8-9	76,28±1,93	18,18±0,22	58,10±1,95	37,78±0,93	28,63±1,59	25,38±0,22
9-10	72,25±1,97	17,77±0,22	54,48±1,98	42,73±1,04	25,44±1,54	25,47±0,22
10-11	66,90±2,03	17,03±0,22	49,87±2,04	45,63±1,11	26,12±1,60	25,95±0,23
11-12	65,30±1,91	17,18±0,21	48,12±1,92	44,91±1,09	32,90±1,63	26,63±0,22
12-13	65,68±2,01	16,48±0,22	49,20±2,03	37,94±0,93	34,57±1,66	27,00±0,22
13-14	55,60±2,02	20,13±0,42	35,47±2,06	29,69±0,82	39,41±1,77	25,16±0,43
14-15	49,23±1,54	16,04±0,19	33,20±1,55	17,67±0,46	41,31±1,51	26,26±0,22
15-16	48,99±1,65	19,70±0,22	29,28±1,66	12,71±0,36	43,69±1,84	25,90±0,22
16-17	41,71±1,13	19,10±0,21	22,61±1,15	10,13±0,27	44,49±1,27	26,31±0,24
17-18	39,20±1,33	19,75±0,28	19,45±1,36	8,89±0,31	41,44±1,46	26,95±0,30
18-19	39,27±1,73	17,18±0,24	22,09±1,75	6,58±0,24	39,78±1,64	27,36±0,25
19-20	35,32±1,57	17,17±0,33	18,15±1,60	5,98±0,32	42,91±1,67	27,28±0,37
20-21	36,13±1,53	19,65±0,32	16,48±1,57	6,39±0,32	43,24±1,64	27,00±0,36
21-22	35,16±0,95	18,04±0,18	17,13±0,97	6,45±0,19	44,35±1,15	26,58±0,21
22-23	31,08±1,33	20,03±0,30	11,05±1,37	4,16±0,23	46,60±1,63	26,55±0,32
23-24	29,00±1,27	18,78±0,28	10,22±1,3	3,29±0,21	46,81±1,58	26,46±0,31
24-25	28,83±1,32	18,48±0,32	10,35±1,35	3,26±0,24	47,94±1,67	26,25±0,33
25-26	28,18±1,43	19,40±0,33	8,78±1,47	3,06±0,24	51,64±1,85	25,88±0,35
26-27	22,58±0,93	16,92±0,20	5,67±0,95	1,98±0,11	50,57±1,33	24,13±0,22
27-28	22,22±0,83	15,77±0,20	6,45±0,85	1,96±0,11	43,78±1,17	24,34±0,21
28-29	24,57±1,05	20,98±0,23	3,58±1,08	2,14±0,16	41,94±1,30	27,09±0,26
29-30	26,08±1,15	20,85±0,23	5,23±1,17	2,48±0,20	45,27±1,49	26,95±0,31
30-31	21,84±1,21	21,6±0,30	0,24±1,25	1,83±0,18	39,10±1,46	27,72±0,32

**PRO9**

<b>Profondeur (cm)</b>	<b><sup>210</sup>Pb total (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>226</sup>Ra (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>210</sup>Pb excès (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>137</sup>Cs (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>238</sup>U (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>230</sup>Th (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>
0-1	87,80±2,95	21,43±1,88	66,37±3,15	3,90±0,41	24,21±1,33	25,55±0,33
1-1,5	76,99±2,77	19,30±0,60	57,69±2,97	5,70±0,40	23,50±2,50	20,40±0,33
1,5-2	66,38±3,12	18,60±0,63	47,78±3,33	5,96±0,40	23,00±2,50	19,70±0,33
2-2,5	64,65±1,57	17,90±0,68	46,75±1,68	6,24±0,40	25,90±2,50	19,80±0,33
2,5-3	73,60±2,79	16,20±0,60	57,40±2,98	6,90±0,40	25,00±2,50	18,30±0,33
3-4	86,13±2,79	23,65±2,07	62,48±2,98	8,00±0,28	26,95±1,50	25,57±0,33
4-5	77,93±3,27	21,88±2,57	56,05±3,50	7,33±0,33	27,68±1,67	23,28±0,50
5-6	62,98±2,79	20,23±2,32	42,75±2,98	6,11±0,28	27,57±1,50	20,72±0,33
7-8	36,90±2,69	20,03±2,03	16,87±2,88	3,40±0,27	32,55±1,50	22,82±0,33
10-11	32,85±1,72	25,60±1,75	7,25±1,84	2,81±0,16	32,16±1,17	26,70±0,33
11-12	30,07±1,87	23,67±0,70	6,40±2,00	1,49±0,40	29,00±2,50	19,60±0,33
13-14	30,07±2,80	23,67±1,33	6,40±3,00	1,46±0,20	33,45±1,00	27,87±0,33
14-15	27,53±2,80	21,33±1,75	6,20±3,00	1,61±0,40	33,00±2,50	20,90±0,33
16-17	31,27±1,78	25,92±1,73	5,35±1,90	1,58±0,16	34,89±1,17	30,19±0,33
17-18	20,90±2,23	12,90±0,71	8,00±2,38	0,60±0,20	20,50±2,50	31,17±0,33
19-20	20,00±3,12	15,00±0,68	5,00±3,33	0,40±0,40	17,20±2,50	19,70±0,33
22-23	26,65±1,03	20,02±1,72	6,63±1,10	0,00±2,00	36,71±1,33	30,76±0,33
27-28	22,60±3,11	18,60±1,55	4,00±3,30	0,00±2,00	31,83±2,50	31,00±0,33
29-30	27,09±3,11	25,03±1,87	2,06±3,33	0,00±2,00	32,32±1,17	31,25±0,33

**MEJ10(A)**

<b>Profondeur (cm)</b>	<b><sup>210</sup>Pb total (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>226</sup>Ra (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>210</sup>Pb excès (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>137</sup>Cs (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>238</sup>U (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>230</sup>Th (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>
0-1	148,33±2,42	21,45±0,23	126,88±2,42	14,28±0,39	22,57±1,33	22,38±0,33
1-2	128,97±2,90	21,08±1,70	107,88±2,90	13,97±0,38	30,31±1,17	21,00±0,33
3-4	116,08±1,85	20,48±0,22	95,60±1,85	13,84±0,38	32,34±1,33	20,87±0,33
5-6	112,22±2,57	17,80±0,30	94,42±2,57	13,99±0,42	33,18±1,83	20,00±0,33
7-8	96,82±2,43	21,65±1,57	75,17±2,43	18,89±0,47	37,07±1,50	20,80±0,17
9-10	86,33±2,08	16,43±0,25	69,90±2,08	29,28±0,75	48,85±2,00	21,39±0,33
10-11	83,02±2,72	20,97±0,37	62,05±2,72	34,06±0,91	44,97±2,17	22,66±0,33
12-13	53,78±2,48	18,97±0,37	34,82±2,48	25,57±0,73	45,54±2,67	23,38±0,50
14-15	47,60±6,67	21,20±2,15	26,40±6,67	15,18±0,46	39,24±1,50	25,90±0,33
16-17	40,38±4,17	19,78±2,25	20,60±4,17	11,82±0,40	40,29±1,67	26,19±0,67
20-21	35,67±3,33	21,37±0,28	14,30±3,33	6,97±0,26	39,60±1,83	27,36±0,33

**GR09**

<b>Profondeur (cm)</b>	<b><sup>210</sup>Pb total (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>226</sup>Ra (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>210</sup>Pb excès (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>137</sup>Cs (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>238</sup>U (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>	<b><sup>230</sup>Th (mBq.g<sup>-1</sup>)</b>
0-2	57,88±0,13	17,32±0,28	40,57±2,12	4,72±0,23	23,28±1,83	18,16±0,33
3-4	51,58±0,20	19,38±0,50	32,22±3,35	5,91±0,40	27,34±3,00	19,67±0,50
5-6	50,92±0,18	23,63±0,48	27,28±3,07	6,45±0,37	47,92±2,83	25,10±0,50
8-9	34,72±0,12	22,92±0,35	11,80±2,05	1,64±0,19	47,95±2,17	25,67±0,33
10-11	29,52±0,14	22,10±0,45	7,42±2,42	1,29±0,22	53,60±3,17	25,31±0,50
13-14	26,50±0,14	23,05±0,43	3,47±2,32	1,01±0,21	48,48±3,00	26,49±0,50
17-18	24,98±0,11	22,18±0,37	2,78±1,87	0,70±0,17	42,45±2,33	27,76±0,33
22-23	27,70±0,07	25,83±0,22	1,85±1,23	0,13±0,08	46,49±1,67	31,63±0,33
35-36	18,03±0,09	18,38±0,28	0,00±1,55	0,03±0,10	25,52±1,83	20,20±0,33

## OR09

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-2	123,62±2,92	21,23±0,33	102,38±3,15	11,80±0,40	25,38±2,00	23,86±0,33
2-4	118,50±2,72	21,07±0,30	97,45±2,93	11,54±0,38	24,94±2,00	22,81±0,33
4-6	99,17±2,44	20,30±0,30	78,87±2,63	11,10±0,37	27,54±2,00	21,53±0,33
6-8	58,83±2,25	20,08±0,33	38,73±2,43	8,67±0,33	28,78±1,83	20,23±0,33
8-10	55,08±1,99	18,72±0,27	36,37±2,15	12,30±0,38	35,86±1,83	21,61±0,33
10-12	42,10±2,33	20,80±0,28	21,30±2,52	7,52±0,35	43,89±2,50	27,16±0,33
12-14	28,67±3,19	22,48±0,35	7,95±3,45	6,32±0,29	44,63±2,50	28,28±0,50
14-16	31,42±2,15	23,27±0,35	8,17±2,32	5,08±0,25	38,20±2,17	29,57±0,50
16-18	29,15±1,62	24,30±0,30	4,87±1,75	2,96±0,17	39,06±1,83	31,00±0,33
18-20	24,18±2,47	24,57±0,30	0,64±2,67	2,42±0,18	37,95±2,00	30,93±0,33
20-22	28,37±1,59	25,35±0,32	3,02±1,72	1,98±0,16	35,06±2,00	32,41±0,33
22-24	26,72±1,76	24,30±0,35	2,42±1,90	1,40±0,18	33,31±2,17	30,81±0,33
25-27	27,82±1,64	25,03±0,30	2,78±1,77	0,34±0,13	37,81±2,00	31,90±0,33
27-29	27,90±1,54	26,42±0,32	1,48±1,67	0,14±0,11	32,90±1,83	32,25±0,33
29-30	26,73±2,21	26,72±0,38	0,02±2,38	0,00±0,13	32,75±2,17	33,24±0,50

## OR10B

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-1	157,48±3,53	20,05±0,22	137,42±3,53	15,40±0,41	25,99±2,00	22,90±0,33
2-3	144,47±3,37	19,58±0,32	124,88±3,38	15,32±0,48	29,13±2,00	21,89±0,33
3-4	147,63±3,47	20,55±0,35	127,08±3,48	15,89±0,50	35,84±2,17	21,19±0,33
6-7	107,97±2,65	19,12±3,08	88,83±2,67	17,86±0,53	42,71±2,17	21,62±0,33
7-8	82,17±3,32	15,96±2,80	66,21±3,33	15,94±0,52	41,89±1,67	19,26±0,33
8-9	95,73±3,23	18,37±0,43	77,37±3,25	16,85±0,57	43,58±2,50	21,83±0,50
10-11	76,55±2,34	18,88±0,28	57,67±2,35	15,76±0,47	55,40±2,17	23,29±0,33
12-13	60,45±2,34	20,13±0,30	40,32±2,35	12,05±0,39	54,59±2,17	25,95±0,33
14-15	49,72±2,42	21,33±0,38	28,38±2,43	9,44±0,36	54,80±2,33	28,25±0,50
17-18	32,58±3,32	21,38±2,20	11,20±3,33	5,21±0,21	62,80±1,67	31,46±0,33
20-21	35,82±2,11	22,13±0,33	13,68±2,12	5,29±0,25	59,42±2,50	30,51±0,33
30-31	21,22±1,99	21,90±0,37	0,00±2,00	0,45±0,16	41,10±2,17	31,18±0,33

## OR10C

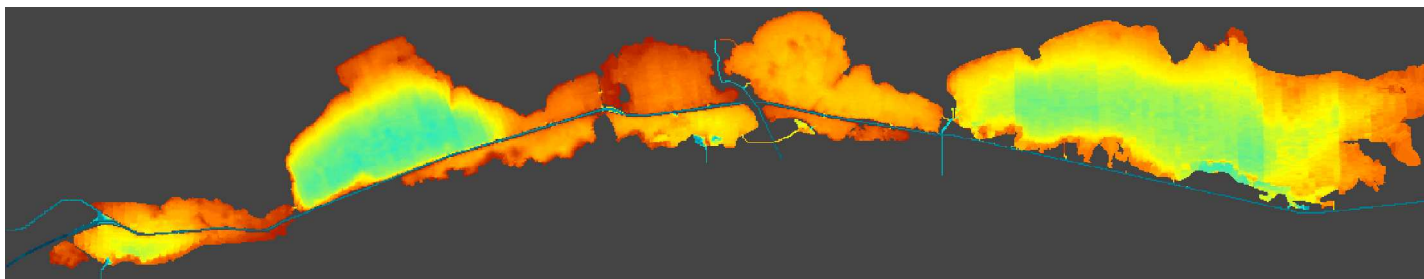
Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-1	138,68±3,37	19,93±2,75	118,75±4,35	17,57±0,64	26,17±1,69	20,65±0,40
2-3	140,32±2,92	18,65±2,22	121,67±3,66	17,55±0,53	27,07±1,37	22,09±0,18
5-6	98,13±3,95	16,35±4,63	81,78±6,09	26,64±0,23	49,84±3,04	21,52±0,65
6-7	87,55±2,27	17,27±2,52	70,28±3,39	28,10±0,76	44,50±1,70	22,49±0,29
7-8	77,28±1,77	18,43±2,03	58,85±2,69	26,98±0,64	46,47±1,52	21,98±0,22
8-9	72,48±2,25	20,85±2,95	51,63±3,71	25,32±0,76	48,24±1,98	22,58±0,52
10-11	57,02±2,12	23,67±3,17	33,35±3,81	20,72±0,69	47,70±2,00	25,43±0,44
12-13	49,57±1,43	20,20±2,17	29,37±2,60	17,31±0,48	47,39±1,52	28,03±0,35
14-15	33,68±1,23	21,26±2,20	12,43±2,52	9,55±0,32	51,81±1,58	30,65±0,27
15-16	29,81±1,73	20,06±3,17	9,75±3,61	8,58±0,42	51,07±2,05	32,49±0,64
17-18	26,38±1,13	18,68±2,12	7,70±2,40	5,36±0,23	51,64±1,52	31,74±0,31
20-21	25,13±1,37	23,85±2,50	1,28±2,85	4,64±0,25	50,49±1,70	34,21±0,28

## OR10D

Profondeur (cm)	<sup>210</sup> Pb total (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>226</sup> Ra (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>210</sup> Pb excès (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>137</sup> Cs (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>238</sup> U (mBq.g <sup>-1</sup> )	<sup>230</sup> Th (mBq.g <sup>-1</sup> )
0-1	193,65±6,73	20,12±0,67	174,22±6,75	18,66±0,82	26,55±3,67	23,72±0,67
1-2	187,08±5,34	17,93±0,52	169,15±5,35	17,14±0,66	32,27±3,17	21,18±0,50
3-4	192,92±3,86	19,32±0,37	173,60±3,87	19,05±0,58	33,33±2,00	22,83±0,33
5-6	196,00±3,77	18,58±0,33	177,42±3,78	20,20±0,59	46,19±2,67	22,12±0,33
7-8	172,17±3,28	18,95±0,87	153,22±3,28	21,14±0,60	49,27±2,17	21,18±0,33
10-11	148,36±3,74	17,98±2,45	130,38±3,75	23,51±0,63	41,18±2,00	21,68±0,33
12-13	128,50±3,57	18,39±3,48	110,10±3,58	25,05±0,87	40,48±2,17	22,26±0,50
14-15	92,87±1,95	17,34±1,90	75,53±1,95	24,62±0,59	39,50±1,33	20,56±0,33
15-16	86,97±4,56	16,52±3,85	73,08±4,57	23,85±0,70	38,55±2,33	20,72±0,50
16-17	84,30±2,66	16,45±1,50	67,85±2,67	28,31±0,60	43,66±1,17	21,75±0,33
18-19	59,57±2,06	15,68±2,07	43,89±2,07	28,53±0,67	44,87±1,50	21,71±0,50
20-21	40,73±2,49	14,62±0,35	26,10±2,50	12,20±0,41	37,70±2,00	19,85±0,33
22-23	32,52±3,59	17,73±2,25	14,79±3,60	10,67±0,37	44,15±1,67	26,42±0,33
24-25	28,87±2,51	18,23±1,98	10,63±2,52	8,35±0,27	41,44±1,50	28,26±0,33
25-26	29,07±2,49	21,30±0,33	7,75±2,50	7,40±0,26	42,06±1,67	28,55±0,33
28-29	24,28±2,16	21,66±1,40	2,63±2,17	4,67±0,23	36,11±1,00	30,37±0,33

**Annexe IV :**  
**Grilles de calcul du modèle numérique**

## Grille de calcul globale des étangs palavasiens



dimensions : 1150x220 , maille de 30 m rotation : 30° centre : 3,91178°E ;43,53415°N (croisée du Lez)

### Conditions limites

G	Nom	i	j
1	Canal RS vers Thau	0	41
2	Canla RS vers Mer	0	12
3	Grau d'Ingril	76	0
4	Grau du Prevost	560	95
5	Grau de Palavas	620	95
6	Grau de Carnon	748	85
7	Canal RS vers Vidourle	1150	60

### Points de mesure

Nom	i	j
Altus Vic	322	117
Altus Arnel	535	150
Les 4 canaux	598	143
Altus OR1	817	118
Altus OR2	1020	104
OR3 ADCP	1020	132
OR4 ADCP	829	135
SYMBO Carnon	773	148
SYMBO Salaison	902	189
SYMBO Gd. Travers	934	86
SYMBO Centre	960	131
SYMBO Bastit	1119	150
OR10C	856	145
Baie de Capoulière	966	189

### Apports du Bassin Versant

Nom	i	j
<b>Robine de Vic / Deves</b>	<b>274</b>	<b>151</b>
<b>Mosson Arnel</b>	<b>513</b>	<b>207</b>
<b>Mosson Lez</b>	<b>566</b>	<b>186</b>
<b>Lez</b>	<b>567</b>	<b>192</b>
Lironde	657	206
<b>Salaison bras de la pointe</b>	<b>934</b>	<b>173</b>
<b>Salaison bras de décharge</b>	<b>957</b>	<b>196</b>
<b>Cadoule</b>	<b>1051</b>	<b>165</b>
<b>Bérange</b>	<b>1128</b>	<b>170</b>
<b>Canal de Lansargues</b>	<b>1139</b>	<b>158</b>
<b>Canalette du Languedoc</b>	<b>1142</b>	<b>140</b>
<b>Canalette du Languedoc pointe</b>	<b>1114</b>	<b>127</b>
<b>Canal de la Radelle</b>	<b>1069</b>	<b>112</b>
<b>Canal de Lunel vers CRS</b>	<b>1133</b>	<b>64</b>

### Secteurs

Nom	i	j
Ingril	0 - 250	0 - 130
Vic - PB	200 - 500	20 - 220
Palavasiens	460 - 760	60 - 220
Mauguio	745 - 1150	40 - 220

**Passes dans la grille globale : P = profondeur moyenne, L = largeur**

**Passes inter-Palavasiens**

Nom	P (m)	L (m)	i	j
Ingril - Mouettes	0,25	6	55	29
Ingril-Vic	0,5	5	229 à 231	59
Vic-Arnel	0,75	10	475	151
PierreB-Prevost	0,1	3,5	477	135
Esclavon	0,1	2	492	140
Prevost-Lez	Y 0,8	12	589	116
	X 0,8		593 à 613	111
Lez-Grec	X 0,8	12	614 -7	112
	Y 0,8		631	119
Lez-Méjean	Y 1,5	9	590	154
	X 0,8		595	159
Grec Ballestras	Y 1,5	2	644	122
Méjean-Or	X 0,52	20	748 753-4	132 129

**Passes Palavasiens Ouest - Canal RS**

Nom	P (m)	L (m)	i	j
Ingril Nord 1	0,5	6,5	68	61
Ingril Nord 2	1,6	7	88	48
Pont Vert Nord	0,8	10,3	100	42
Pont Vert Sud	1,9	10	99	40
Trois Pontils Nord	0,8	10	138	40
Trois pontils Sud	0,7	5	138	39
Soussuire	0,4 ?	3	166	43
Aresquiers Nord	0,1 ?	10	222	49
Aresquiers Sud	0 ?	2,2	227	49
Trois yeux N.	1	10,1	248	59
Trois yeux S. (PB)	-	3	-	-
Gde Ouverture N.	1,2	23,6	354	101
Gde Ouverture S.	1,5	15,3	354	99
Moures Nord	1	9,7	395	113
Moures Sud	1,2	11,2	395	112
Mas Neuf Nord	1,5	11	436	125
Mas Neuf Sud	0,8	11,5	437	124
Maguelone Nord	1,2	11,3	477	138
Maguelone PB	0,1 ?	6	477	1,5
Maguelone Prevost	0,3 ?	7	482	135
Arnel 1	1,5	14,5	534	136
Arnel 2	0,5	15,2	537	136
Prevost	1,4	15	534	134

**Passes Palavasiens Est - Canal RS**

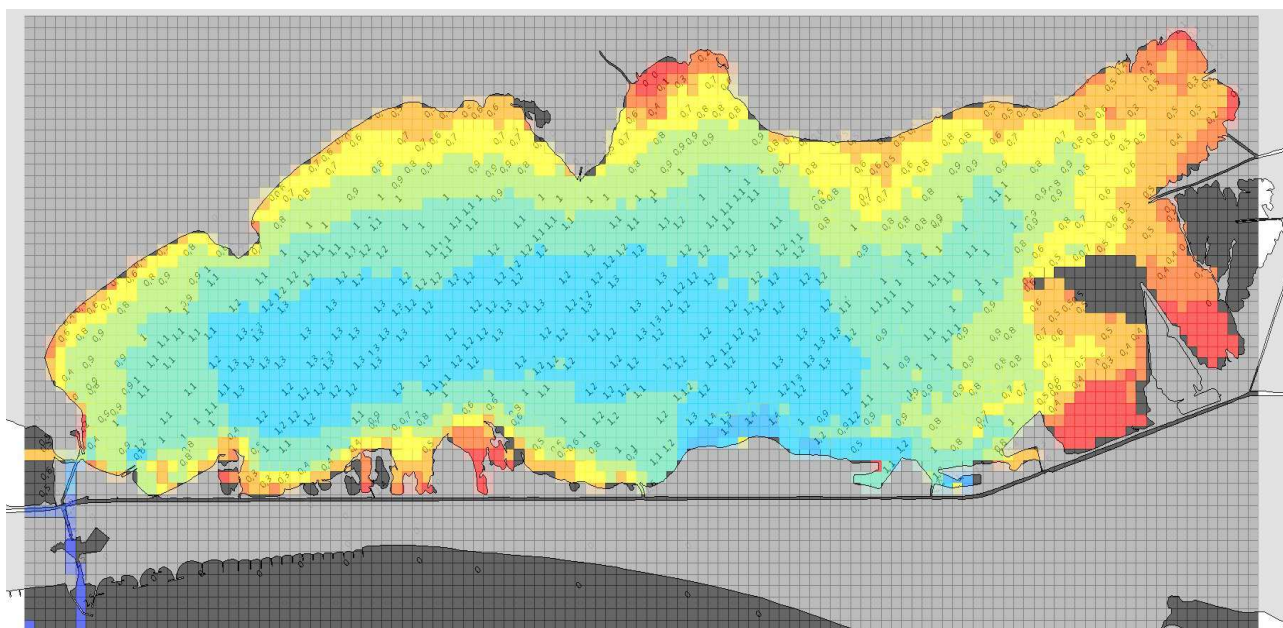
Nom	P (m)	L (m)	i	j
Méjean	0,75	11,5	654	133
Grec	0,5	12	654	132
Mas Rouge Nord	1	17,9	707	124
Mas Rouge Sud	0,9	5,3	707	122
Pontil de Carnon	0,9	9	745	117-8

**Passes Or - Canal RS**

Nom	P (m)	L (m)	i	j
Nive (RD62)	0,55	17	777	113
Avranche	0,50	5,2	804	107
Petit Travers	0,48	5,2	847	97
Cabanasse	-	5	895	86
Grand Travers	0,81	11,5	933	78
Moutas	1,40	10,9	1025	57
Cabanes du Roc	0,75	5,1	1061	56



## Grille de l'étang de l'OR



dimensions : 120x53, maille 100 m rotation : 17° centre : 4,025°E ;43,575°N

### Apports et limites

Nom	i	j
Salaison bras de la pointe	54	39
Salaison bras de décharge	59	47
Cadoule	89	44
Bérange	111	50
Canal de Lansargues	115	48
Canalette du Languedoc	117	43
Canalette du Languedoc pointe	110	37
Canal de la Radelle	97	30
Grau de Carnon	5	1
Porte de Carnon	4	9
Canal Rhône-Sète	1	10
Passe du Méjean	1	15
Canal impérial	10	14
Passe de la D62	12	12
Passe de l'Avranche	21	12
Passe du Petit Travers	34	12
Passe de la Cabanasse	47	12
Passe du Grand Travers	60	12
Passe du Moutas	89	12
Passe des cabanes du Roc	99	15

### Points de mesure

Nom	i	j
Altus OR1	23	15
Altus OR2	84	24
Altus OR3	82	33
Altus OR4	26	21
SYMBO Carnon	9	21
SYMBO Salaison	44	42
SYMBO Grand Travers	60	14
SYMBO Centre	65	29
SYMBO Bastit	110	45
RSL ORE	70	30
RSL ORW	35	31