



HAL
open science

Devenir des apports solides du Rhône dans le Golfe du Lion : étude de la dynamique du panache turbide du Rhône en réponse aux forçages hydrométéorologiques

Aurélien Gangloff

► To cite this version:

Aurélien Gangloff. Devenir des apports solides du Rhône dans le Golfe du Lion : étude de la dynamique du panache turbide du Rhône en réponse aux forçages hydrométéorologiques. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2017. Français. NNT : 2017BRES0117 . tel-01797368

HAL Id: tel-01797368

<https://theses.hal.science/tel-01797368>

Submitted on 22 May 2018

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

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

Thèse préparée à l'Université de Bretagne Occidentale

pour obtenir le diplôme de DOCTEUR délivré de façon partagée par
L'Université de Bretagne Occidentale et l'Université de Bretagne
Loire

Spécialité : Océanographie physique

École Doctorale Sciences de la Mer et du Littoral

présentée par

Aurélien GANGLOFF

préparée à l'IFREMER

Devenir des apports solides
du Rhône dans le Golfe du
Lion : étude de la
dynamique du panache
turbide du Rhône en
réponse aux forçages
hydrométéorologiques

Thèse soutenue le 08 décembre 2017
devant le jury composé de :

Mme BRENON Isabelle (rapporteur)
Maître de conférence, HDR / LIENSs, La Rochelle

M. OUILLON Sylvain (rapporteur)
Directeur de recherche, HDR / IRD, Toulouse

**M. DURRIEU DE MADRON Xavier
(examineur)**
Directeur de recherche, HDR / CEFREM, Perpignan

M. CARTON Xavier (examineur)
Professeur / laboratoire LOPS, UBO, Brest

M. VERNEY Romaric (encadrant)
Chargé de recherche / DYNECO/DHYSED, IFREMER, Brest

Mme ESTOURNEL Claude (directrice)
Directrice de recherche, HDR / LA, Toulouse

REMERCIEMENTS

Un grand merci à Romaric (Verney) de m'avoir pris sous son aile pendant ces trois dernières années, m'ayant permis de m'initier à l'océanographie, un domaine scientifique qui sonnait plutôt, jusqu'au début de cette thèse, comme un rêve de gamin passionné par la mer. Merci pour ton soutien scientifique et également moral tout au long de cette aventure. Même si la majorité de la motivation et de la persévérance vient essentiellement de soi-même, j'ai compris à quel point il était important d'être bien entouré dans ce type de travail.

Merci également à Claude (Estournel) d'avoir accepté d'être ma directrice de thèse, d'avoir été très réactive sur le volet administratif, étant pourtant séparés de plusieurs centaines de kilomètres. Merci surtout pour tes conseils avisés sur le volet scientifique de la thèse et pour tes encouragements toujours bienvenus pendant les périodes de rédaction, d'articles ou de ce manuscrit.

~~~~~

Je tiens à remercier également tous les membres de l'équipe DHYSED et à ceux de l'ancienne équipe (PHYSED) pour l'accueil et la bonne ambiance qui a pu régner dans notre petit bâtiment. J'en oublierai certainement mais pour en citer quelques un.e.s, merci à Pascale, l'efficacité à l'état pur, qui a su être indulgente face à ma désinvolture "administrative" lors de mes missions en début de thèse et toujours de bons conseils en ce qui a pu concerner tout le pan administratif ifremerien. Merci à Matthias et David, la team de choc, qui ont su amener une dose de légèreté à certains moments où il en fallait, et bien évidemment pour tous les moments passer ensemble lors des campagnes en mer et à terre, du côté de Port-Saint-Louis-du-Rhône ! Merci également à Matthieu et Bénédicte pour leur aide sur MARS et à comprendre mes bugs bien trop souvent dus à des futilités :). Merci aussi à Florent, toujours d'une aide précieuse scientifiquement parlant, mais également pour la bonne humeur que tu dégages et ton ouverture d'esprit. Merci à Pierre pour ton expertise scientifique, ton expérience a été d'une grande aide pour mon travail et m'a souvent permis d'explorer des pistes intéressantes. Merci aussi pour ta curiosité générale de tout ce qui nous entoure, nos discussions ont toujours été très intéressantes, même au-delà du contexte de la thèse et des activités du laboratoire ! Merci à Fabrice pour avoir été toujours très présent, très disponible les deux ans durant lesquels nous avons pu nous côtoyer. Merci surtout pour ton soutien moral à une certaine période, pour ta réelle empathie, qui, je pense, fait en partie de toi un excellent responsable d'équipe.

~~~~~

Merci à Catherine et Christiane, arrivées dans l'équipe sur la fin de mon contrat pour vos sourires et encouragements lors de cette période intense ! Merci aussi aux personnes qui étaient de passage lors de ces trois années, je pense notamment à Julien et Chloé, qui ont apporté leur grain de peps et qui savaient être là à la suite de mes harcèlements pour des pauses café ;). Et puis, merci bien sûr à Mélanie pour nos discussions de nana et les pauses thé, bon courage pour la suite ! Merci beaucoup à Marion, collègue de bureau pendant plus d'un an, très vite placée au rang d'ami, merci pour un tas de choses, un tas de conneries, basées sur une bonne dose de bonne humeur et d'humour ! Je te souhaite bien du courage en ce moment, t'en fais pas, tu vas le faire ! Enfin un gros big up à Baptiste alias *bmeng*, un très bon pote avec qui j'ai pu partagé mon bureau la moitié de mon voyage au pays des sédiments cohésifs. Merci évidemment pour tes conseils sur le code et d'avoir partagé ton expérience de fin de thèse avec moi mais merci surtout pour les gros délires qui faisaient leur apparition dès 8h et qui duraient bien souvent en s'amplifiant jusqu'à 20h :). C'était top de pouvoir partager la même passion avec un "collègue" de bureau, toujours fourrés ensemble, à l'ifremer ou sur les spots du coin !

~~~~~

---

Je tiens également à remercier les personnes avec qui j'ai pu collaborer pendant ce travail de thèse et avec qui j'ai partagé un bon nombre d'heures en mer, dans le froid (oui, oui, la méditerranée en hiver, c'est pas vraiment la même chose qu'en été^^). Je pense notamment à David (Le Berre), Matthias, Erwan, Gaël, Anouck, Jennifer, Mel, Guillaume, David (Doxaran), François, et bien sûr les équipages de Jojo et Dany, qui ont su gérer le Téthys II, fournir une aide précieuse à l'acquisition des données et faire des campagnes de bons moments, dont certains inoubliables :).

Merci aux deux rapporteurs de ce manuscrit, Sylvain Ouillon et Isabelle Brenon, pour le temps et l'intérêt qu'ils ont consacré à ce travail de thèse, ainsi qu'aux examinateurs, Xavier Carton et Xavier Durrieu de Madron.

---

Merci aux potos brestois, ceux avec qui j'ai surtout partagé de superbes sessions dans les vagues de la pointe finistérienne, Gaël et Marc et évidemment encore Baptiste, accompagné de son acolyte de toujours, Chouchen, derrière ses objectifs ;). Et un gros merci également à mes colocos Mam's et Coco, ça commence à faire un sacré bout de temps qu'on se côtoie maintenant, et c'est de mieux en mieux !

Et encore un merci à Chouchen et P'tit Poulet, très présents l'année dernière, lorsque sortir, tchatcher et prendre l'air était devenu vital !

---

Comment ne pas faire mention du Klub +1000 dans ce manuscrit ? Même si on s'est sûrement moins vu qu'on ne l'aurait voulu (Brest étant vraiment le bout du monde en fait), on a réussi à tous se voir assez souvent, entre des passages à panam, des virées à Brest ou encore des vacances tous ensemble ! Merci Bébert *a.k.a* Bébouze *a.k.a* Darren pour des propositions de ponçage de la capitale et de la bretonnie assez régulièrement, toujours un gros kiff de te recevoir à Plougonvelin ou Brest et de se retrouver à d'autres endroits, en petit comité ou avec du monde ! Reviens-nous plus swag que jamais de Saint Pierre et Miquelon ! Merci aussi à Valentin, *a.k.a* Valdobe de s'être régulièrement déplacé à Brest et pour ta force morale, un exemple pour beaucoup de monde...! Merci aussi aux membres du Klub que j'ai moins eu l'occasion de checker ces trois dernières années, Marin, Huakai, Toad, Kekon, Jibs ou encore Clem (notre week-end à Brest était vraiment génial !). Vous êtes géographiquement les plus éloignés mais il me tarde de venir vous déranger dans votre lointaine routine en squattant un bon vieux canap' ! Merci également à ceux restés en terre breizh que j'ai pu aller voir fréquemment et avec qui les discussions ont toujours été hyper instructives et passionnées, Manon, PY, Fanny, Maïna, Vincent et Caro (qui a soutenu sa thèse la veille de la mienne, encore *big up* !), ou ceux fréquemment dans le coin comme ma bregnoule préférée, Mimouna, qui partage mon intérêt pour le camping sauvage et les séjours en nature ! Merci pour votre soutien ;).

Et puis un merci un peu spécial à un membre finalement particulier du klub, Adeline *a.k.a* Missy D. ou Dodi, que je fréquente de plus en plus régulièrement depuis 10 ans, avec qui j'ai toujours aimé discuter et déconner, même avec la distance. Un rayon de soleil qui a été plus que bienvenu après le rendu de ce manuscrit et qui me réchauffe tous les jours un peu plus, même en ces temps difficiles de réflexions sur mon avenir professionnel. Merci de m'apprécier tel que je suis et d'encourager mes choix, merci d'être à mes côtés tout court !

---

Enfin, merci à la famille pour leurs encouragements tout au long de l'aventure, Papa, Maman, Nana mais aussi les grands-parents, de Vence ou de Pordic, ou encore le reste des Gangloff, j'ai hâte de retrouver ce petit monde pour notre prochain concours de pétanque à Carros ! Une pensée spéciale pour mon papi René...

---

Avant de rentrer dans le vif du sujet, voici une citation légère sur l'eau, d'une personne qui sait m'inspirer (oui oui, c'est vrai !)

**"L'eau c'est quelque chose de concret mais pas concret. Parce que l'eau... peut me nourrir, mais aussi l'eau... peut me porter. Parce que l'eau... a des lois magiques. L'eau peut tenir des cargos dans la mer, des milliers de tonnes d'acier... C'est quelque chose qui a beaucoup de dimensions l'eau." *J.C. Vandamme***

---

---

## Table des matières

|                     |                                                                                                                                                          |           |
|---------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Chapitre I</b>   | <b>Introduction générale .....</b>                                                                                                                       | <b>11</b> |
| <b>Chapitre II</b>  | <b>État des connaissances hydrosédimentaires sur le Golfe du Lion.....</b>                                                                               | <b>17</b> |
| II.1                | Présentation du Golfe du Lion ( <i>Gulf of Lions</i> - GoL) .....                                                                                        | 18        |
| II.2                | Régimes de vent dans le Golfe du Lion .....                                                                                                              | 19        |
| II.3                | Hydrodynamique .....                                                                                                                                     | 19        |
| II.3.1              | Circulation générale en Méditerranée Nord Occidentale .....                                                                                              | 19        |
| II.3.2              | Impact des vents sur l'hydrodynamique du GoL .....                                                                                                       | 21        |
| II.3.3              | Contribution des fleuves .....                                                                                                                           | 23        |
| II.3.4              | Formation d'eau dense et <i>cascading</i> .....                                                                                                          | 27        |
| II.4                | Dynamique sédimentaire.....                                                                                                                              | 28        |
| II.4.1              | Apports solides au GoL .....                                                                                                                             | 28        |
| II.4.2              | Couverture sédimentaire du GoL.....                                                                                                                      | 30        |
| II.4.3              | Dynamique des MES sur le plateau du GoL .....                                                                                                            | 31        |
| II.5                | Synthèse .....                                                                                                                                           | 38        |
| <b>Chapitre III</b> | <b>Variabilité spatio-temporelle des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône : synthèse des observations <i>in situ</i> de 2011 à 2016.....</b> | <b>41</b> |
| III.1               | Introduction.....                                                                                                                                        | 42        |
| III.2               | Campagnes et méthodologie d'observation .....                                                                                                            | 42        |
| III.2.1             | Stratégie d'échantillonnage .....                                                                                                                        | 43        |
| III.2.2             | Prélèvements d'eau de mer et filtration.....                                                                                                             | 44        |
| III.2.3             | Mesure des paramètres hydrologiques : CTD .....                                                                                                          | 45        |
| III.2.4             | Mesure de la turbidité et estimation de la concentration en MES : capteurs optiques.....                                                                 | 46        |
| III.2.5             | Mesure de la taille des particules : granulomètre laser LISST-100X.....                                                                                  | 52        |
| III.2.6             | Calcul des paramètres physiques représentatifs .....                                                                                                     | 52        |
| III.2.7             | Informations sur le traitement des profils verticaux .....                                                                                               | 54        |
| III.3               | Instrumentation : difficultés rencontrées.....                                                                                                           | 56        |
| III.3.1             | Dysfonctionnements de la CTD.....                                                                                                                        | 57        |
| III.3.2             | Limites du LISST-100X dans les forts gradients de salinité .....                                                                                         | 58        |
| III.3.3             | Limites du LISST-100X en eaux peu concentrées .....                                                                                                      | 59        |
| III.4               | Résultats : synthèse des observations <i>in situ</i> .....                                                                                               | 64        |
| III.4.1             | Campagne TUCPA 2 (2014) .....                                                                                                                            | 64        |
| III.4.2             | Synthèse des campagnes conduites de 2011 à 2016.....                                                                                                     | 71        |
| III.5               | Synthèse .....                                                                                                                                           | 87        |

---

**Chapitre IV Étude de la dynamique du panache du Grand Rhône par télédétection de la couleur de l'eau 89**

|                   |                                                                                                                                                                                            |            |
|-------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| IV.1              | Méthodologie et outils .....                                                                                                                                                               | 90         |
| IV.1.1            | Constitution de la base de données d'images satellites.....                                                                                                                                | 91         |
| IV.1.2            | Extraction des métriques du panache turbide .....                                                                                                                                          | 95         |
| IV.1.3            | Méthode d'analyse et représentativité de la base de données .....                                                                                                                          | 99         |
| IV.2              | Variabilité saisonnière et interannuelle du panache turbide du Grand Rhône.....                                                                                                            | 101        |
| IV.3              | Dynamique du panache turbide du Grand Rhône : réponse aux forçages hydrométéorologiques                                                                                                    | 104        |
| IV.3.1            | Réponse de l'aire du panache turbide du Grand Rhône au débit .....                                                                                                                         | 104        |
| IV.3.2            | Réponse de l'aire du panache turbide du Grand Rhône aux vents dominants .....                                                                                                              | 105        |
| IV.3.3            | Discussion.....                                                                                                                                                                            | 108        |
| IV.3.4            | Impact des forçages hydrométéorologiques sur les concentrations en MES du panache turbide .....                                                                                            | 110        |
| IV.3.5            | Masse de sédiments associée au panache de surface.....                                                                                                                                     | 111        |
| IV.4              | Valorisation des métriques pour comparer la dynamique du panache du Rhône à celles d'autres systèmes côtiers.....                                                                          | 111        |
| IV.4.1            | Comparaison des systèmes du Rhône et du Mississippi.....                                                                                                                                   | 113        |
| IV.4.2            | Comparaison des systèmes du Rhône et de l'Adour .....                                                                                                                                      | 114        |
| IV.4.3            | Comparaison des systèmes du Rhône et de l'Èbre.....                                                                                                                                        | 114        |
| IV.4.4            | Autres sources de différences entre systèmes.....                                                                                                                                          | 114        |
| IV.5              | Synthèse .....                                                                                                                                                                             | 115        |
| <b>Chapitre V</b> | <b>Modélisation de la dynamique du panache du Rhône : devenir des MES ....</b>                                                                                                             | <b>119</b> |
| V.1               | Modèle hydrodynamique MARS3D .....                                                                                                                                                         | 120        |
| V.1.1             | Mise en place des modèles .....                                                                                                                                                            | 120        |
| V.1.2             | Validation du modèle hydrodynamique.....                                                                                                                                                   | 124        |
| V.2               | Modèle sédimentaire MIXSED.....                                                                                                                                                            | 130        |
| V.2.1             | Description du modèle MIXSED.....                                                                                                                                                          | 130        |
| V.2.2             | Modélisation du panache turbide du Rhône : validation du modèle sédimentaire                                                                                                               | 137        |
| V.2.3             | Relation entre l'aire du panache et le débit : comparaison de la modélisation et de la télédétection de la couleur de l'eau .....                                                          | 144        |
| V.3               | Discussion .....                                                                                                                                                                           | 145        |
| V.3.1             | Sensibilité des résultats au choix des classes et à leur proportion dans les apports du Rhône.....                                                                                         | 145        |
| V.3.2             | Pertinence du choix d'écarter les données de concentration en MES relatives à des hauteurs d'eau inférieures à 20 m pour l'extraction des métriques du panache turbide du Grand Rhône..... | 147        |

---

|                                                                                                                                                        |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| V.3.3 Discussion sur la paramétrisation de la vitesse de chute et la validation du modèle par<br>l'utilisation des métriques du panache du Rhône ..... | 148        |
| V.4 Synthèse .....                                                                                                                                     | 149        |
| <b>Chapitre VI Conclusion générale et perspectives.....</b>                                                                                            | <b>151</b> |

---



# Chapitre I Introduction générale

## ***Contexte général***

Les zones côtières constituent des interfaces clés entre l'océan, l'atmosphère et le continent, au croisement entre enjeux environnementaux, économiques et sociétaux. Ces zones présentent un intérêt scientifique majeur puisqu'elles sont le lieu privilégié des échanges entre le continent et l'océan. Elles constituent des zones où la dynamique physique, sédimentaire et biologique est riche, caractérisée par de fortes interactions entre les différents compartiments de l'écosystème. En effet, les fleuves apportant à l'océan des eaux douces ayant drainé leur bassin versant, ils modifient localement la circulation, apportent des nutriments et des sédiments aux plateaux continentaux, et attribuent un rôle important à ces derniers dans le stockage du carbone et la production biologique. 80 % de l'enfouissement du carbone organique se produit le long des marges continentales (Hedges and Keil, 1995) et environ 25 % de la production primaire océanique mondiale est réalisé en zone côtière (Smith and Hollibaugh, 1993). Une meilleure compréhension du fonctionnement des dynamiques physiques et biologiques de ces zones représente également un enjeu sociétal fort, du fait des nombreuses activités anthropiques ayant cours sur leur littoral (activités économiques, industrielles, touristiques) ou dans leurs eaux (activités de pêche, gestion des ressources marines). Ces pressions croissantes subies par l'environnement côtier, et la vulnérabilité des écosystèmes qui en découle, nourrissent des interrogations sociétales importantes, activent la mobilisation citoyenne autour de ce sujet et sont prises en considération dans les sphères économiques et politiques. Les impacts anthropiques dommageables pour l'environnement côtier sont essentiellement de l'ordre de la pollution, bien que l'impact de l'activité humaine sur le changement climatique puisse être à l'origine d'une menace pour les habitats côtiers, tout comme les activités de pêche. Cette pollution d'origine anthropique est essentiellement chimique et peut être d'origine agricole (nutriments, pesticides) ou industrielle (métaux lourds, radioéléments).

## ***La dynamique sédimentaire comme proxy de la dynamique des contaminants***

Les fleuves sont des vecteurs majeurs de déchets (micro/macro) et de contaminants chimiques au milieu marin. Les contaminants transportés par les fleuves peuvent être rencontrés soit sous forme dissoute, soit adsorbés sur les sédiments en suspension et sont ainsi transférés aux eaux côtières ou aux fonds marins, piégeant ainsi partiellement ces contaminants dans les couches sédimentaires. Ce piégeage peut n'être que temporaire puisque des phénomènes de resuspension peuvent avoir lieu, sous l'action des courants marins et des vagues, remobilisant ces sédiments contaminés. Les contaminants peuvent, lorsque le sédiment est en suspension, se dissocier de ce dernier par des processus physico-chimiques et se retrouver libres dans la colonne d'eau, étant ainsi plus facilement dispersés et plus facilement assimilables par les organismes vivants.

## ***Le cas particulier des radionucléides : le projet ANR AMORAD***

Le développement de la production d'énergie nucléaire et, par conséquent, l'augmentation du nombre de centrales, augmente le risque de rejets accidentels d'éléments radioactifs, comme cela a pu être le cas suite à l'accident de Tchernobyl, en 1986, ou, plus récemment, suite à celui qui a affecté la centrale nucléaire de Fukushima Dai-ichi, en 2011. Les populations des territoires proches ont été (et sont encore) exposées à ces substances et l'évaluation des conséquences de cette contamination repose en partie sur la modélisation de l'activité et du devenir des radionucléides. Les modèles déjà en place sont performants sur la phase dissoute mais présentent des imperfections sur le volet particulaire et doivent être améliorés. Il convient notamment d'améliorer la quantification des flux de substances radioactives aux interfaces entre différents compartiments environnementaux : atmosphère et écosystèmes terrestres, aquatiques et marins. C'est dans ce contexte que le projet ANR AMORAD (Amélioration des MODèles de prévision de la dispersion et d'évaluation de l'impact des RADionucléides au sein de l'environnement) a débuté, en 2003, ayant pour objectif de répondre à l'interrogation générale suivante : "Comment évaluer plus précisément les conséquences d'un rejet de substances radioactives sur l'homme et sur l'environnement ?".

Le projet se divise en deux axes. Le premier axe peut être qualifié de "continental", visant à mieux comprendre et quantifier les processus de transferts de radionucléides dans différents milieux continentaux, se focalisant essentiellement sur les flux des bassins versants aux cours d'eau et sur les cycles biogéochimiques des radionucléides dans les écosystèmes forestiers. Un deuxième axe, qualifié de "marin", porte sur l'étude des transferts de radionucléides dans les chaînes trophiques et dans les sédiments, ainsi que sur la vulnérabilité des littoraux à une situation accidentelle. Un objectif principal de cet axe est de mieux représenter et quantifier la dynamique sédimentaire, qui, comme évoqué plus haut, est un mécanisme clef contrôlant la dispersion des contaminants en milieu marin. Afin d'atteindre cet objectif, il est nécessaire d'améliorer les connaissances sur les processus de transport particulaire en zone côtière, et quatre zones ateliers ont été choisies pour ces études : (i) au Japon, dans la zone soumise aux rejets de la centrale de Fukushima Dai-ichi, et en France, (ii) en Manche (zone proche de l'usine de retraitements du combustible usé de la Hague), (iii) sur le Golfe de Gascogne et (iv) sur le Golfe du Lion, zone étudiée pour ce travail de thèse.

### ***Zone atelier : le Golfe du Lion***

Le Golfe du Lion se situe dans la partie nord-occidentale de la mer Méditerranée et est soumis à une pression anthropique importante. Cette zone côtière est caractérisée par des marées très faibles (30 cm de marnage en moyenne) et sa dynamique est contrôlée par le vent, la houle, les apports fluviaux et les intrusions du Courant Nord, composante de la circulation générale du bassin occidental. Cette dynamique est particulièrement intense lors d'événements hydrométéorologiques extrêmes (*e.g.* crues, tempêtes de sud-est). La principale source d'apports d'eau douce et de sédiments au plateau du Golfe du Lion est le Rhône, dont le bassin versant (97800 km<sup>2</sup>) est fortement anthropisé et industrialisé, induisant une pollution chimique importante. Une particularité de sa vallée est qu'elle présente un grand nombre d'installations liées à l'industrie nucléaire (présence de quatre centrales nucléaires). Une usine de retraitement du combustible irradié située à 120 km en amont de l'embouchure du Rhône (Marcoule) a notamment été identifiée comme étant, entre 1958 et 1997, la principale source de radioéléments artificiels pour le Golfe du Lion (Charmasson, 1998). Bien que son activité ait été stoppée, des rejets d'éléments radioactifs sont encore constatés lors des opérations de lavage.

### ***Approche stratégique du travail de thèse***

Dans le cadre du projet AMORAD, ce travail de thèse a pour objectif de mieux contraindre les processus régissant le devenir des apports sédimentaires du Rhône dans le Golfe du Lion, afin d'améliorer les modèles hydrosédimentaires existants. Alors que des travaux de modélisation hydrosédimentaire antérieurs ont permis de bien représenter la dynamique sédimentaire à proximité du fond et les processus d'érosion de ce dernier sous la contrainte des courants et des vagues (Dufois, 2008; Ulses, 2005), les processus régissant le comportement des matières en suspension (MES) dans la partie supérieure de la colonne d'eau sont encore mal appréhendés. L'amélioration de ces modèles passe donc, en partie, par une meilleure compréhension de la dynamique de ces MES.

Plusieurs outils peuvent être mobilisés et combinés pour avancer dans cette compréhension, tels que (i) les mesures *in situ*, ou (ii) la télédétection de la couleur de l'océan. Les mesures *in situ* peuvent être réalisées lors de campagnes en mer *via* le déploiement d'un panel d'instruments dans la colonne d'eau et ainsi renseigner les conditions hydrologiques et les caractéristiques des particules, ou bien à l'aide de plateformes autonomes (*e.g.* profileurs, *gliders*), ou encore grâce à des plateformes de mesures fixes (*e.g.* la station Mesurho, située à 2 km au sud-est de l'embouchure du Rhône), permettant de suivre l'évolution temporelle de différents paramètres hydrosédimentaires. Ces mesures permettent d'avoir une vision d'ensemble de la colonne d'eau mais restent ponctuelles. La télédétection de la couleur de l'eau permet d'obtenir, en revanche, une vue synoptique des MES en surface. Cet outil permet de dresser des cartes de concentrations en MES de surface avec une fréquence temporelle élevée. Dans ce travail de thèse, l'attention s'est principalement portée sur la dynamique du panache particulaire du Grand Rhône, ce fleuve étant l'acteur majeur de la dynamique

sédimentaire de surface à l'échelle du Golfe du Lion. Mieux maîtriser les processus contrôlant la dynamique de ce panache permettrait d'améliorer le modèle hydrosédimentaire mis en oeuvre dans le cadre de ce travail de thèse. Ce modèle sédimentaire s'appuie sur les connaissances apportées par le travail de Dufois (2008) et l'effort a principalement consisté à mieux appréhender la vitesse de chute des particules. Cette vitesse de chute constitue un paramètre clef du modèle, dont l'impact sur le calcul des flux sédimentaires est important. Les outils d'observation présentés dans ce paragraphe ont été combinés afin de mieux contraindre ce paramètre et d'adopter une nouvelle approche de validation du modèle hydrosédimentaire. Cette approche innovante est basée sur la comparaison de métriques du panache turbide du Grand Rhône (*e.g.* aire, forme, concentrations), observées en surface par télédétection de la couleur de l'eau, avec les résultats de simulation du modèle. Cette approche permet ainsi d'évaluer la capacité de ce dernier à reproduire la dynamique de surface du panache turbide du Grand Rhône.

Ce manuscrit est composé de quatre chapitres principaux (numérotés de II à V) s'articulant de la manière suivante. Le Chapitre II présente le Golfe du Lion et les connaissances actuelles sur son fonctionnement hydrodynamique et hydrosédimentaire. La dynamique spatiale et temporelle du panache turbide du Grand Rhône est ensuite étudiée dans le Chapitre III, à travers la synthèse de mesures *in situ* collectées pendant différentes campagnes océanographiques réalisées à l'embouchure du Grand Rhône ces dernières années (de 2011 à 2016). Ce travail est complété par une étude de la dynamique de surface du panache particulaire du Grand Rhône, reposant sur l'analyse de la réponse de ses métriques (*e.g.* aire, forme, concentrations) à différents forçages hydrométéorologiques à partir des archives satellite couleur de l'eau (Chapitre IV). Les résultats présentés dans les chapitres III et IV ont finalement été utilisés afin (i) de contraindre la vitesse de chute des MES implémentées dans le modèle hydrosédimentaire (détaillé dans le Chapitre V) et (ii) de valider ce dernier.





## Chapitre II État des connaissances hydrosédimentaires sur le Golfe du Lion

## II.1 Présentation du Golfe du Lion (*Gulf of Lions - GoL*)

Le Golfe du Lion est situé dans le bassin Nord-Occidental de la mer Méditerranée et se caractérise par sa forme en croissant, délimité par les Préalpes au nord-est, et les Pyrénées au sud-ouest (Figure II-1). Sa frontière sud ouest est localisée au niveau du Cap de Creus, peu avant la frontière espagnole. La largeur de son plateau continental atteint un maximum de 70 km pour une profondeur moyenne de 90 m. Sa limite sud en mer est associée au talus continental de forte pente le connectant à une plaine abyssale d'une profondeur moyenne d'environ 2500 m. Ce talus est particulièrement incisé par un enchevêtrement de canyons sous-marins (Figure II-2), lieux de transit des particules vers le large (Monaco et al., 1990).

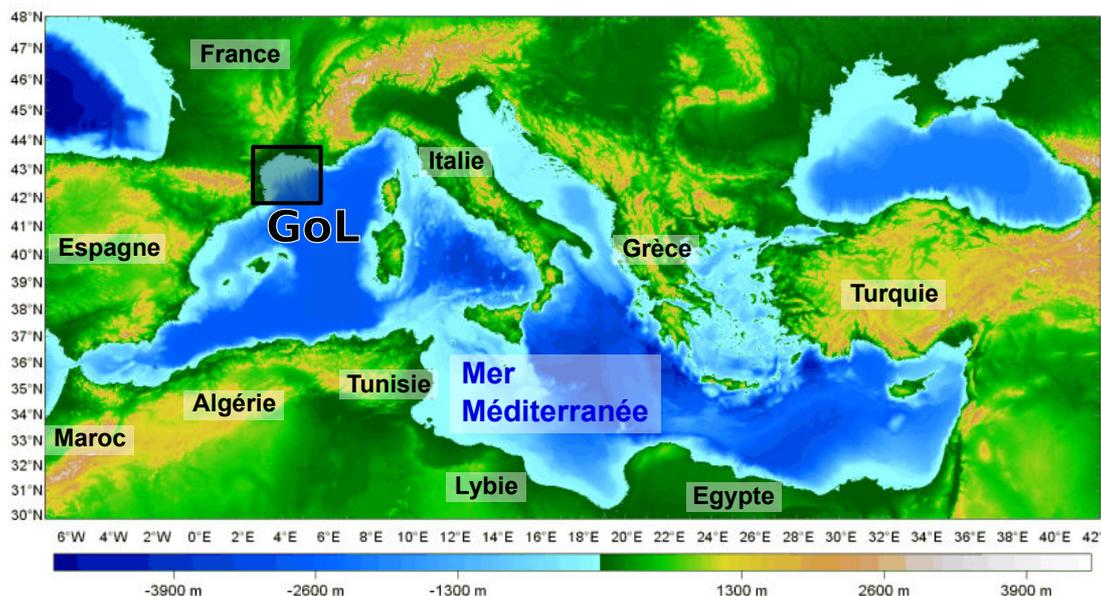


Figure II-1 : Carte bathymétrique et topographique du bassin méditerranéen (crédits : Università degli Studi di Pavia).

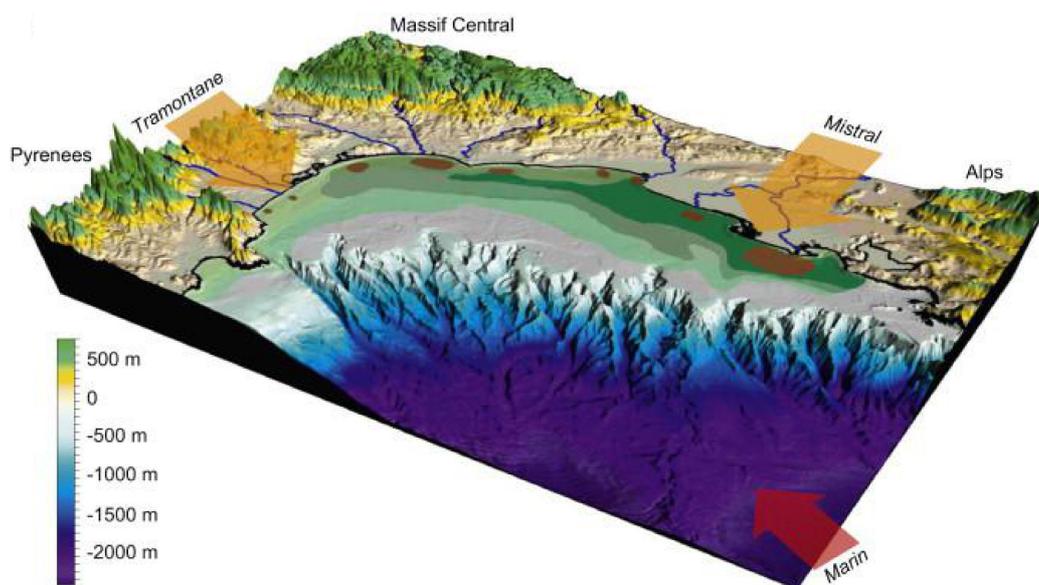


Figure II-2 : Carte bathymétrique et topographique du Golfe du Lion présentant également les principaux fleuves (en bleu) et les vents dominants (flèches). (Durrieu de Madron et al., 2008)

## II.2 Régimes de vent dans le Golfe du Lion

Les vents dominants du golfe, représentés Figure II-2, sont d'origine terrestre : vents *offshore* (Tramontane et Mistral) ; ou maritime : vents *onshore* (Marin). Les premiers sont accélérés par les couloirs formés entre les massifs montagneux que sont les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes. La Tramontane est un flux de direction nord-ouest venant de l'Atlantique et canalisé par les Pyrénées et le Massif Central. Le Mistral est, quant à lui, un vent de nord issu de la canalisation des vents continentaux, froids et secs, par le Massif Central et les Alpes. Ces vents peuvent être violents en hiver et s'étaler sur plusieurs semaines. En été, ils ne durent en général que quelques jours et soufflent à des vitesses moins soutenues, de  $10 \text{ m.s}^{-1}$  à  $15 \text{ m.s}^{-1}$  en moyenne (Millot, 1990). Ces vents continentaux peuvent générer des eaux denses sur le plateau, plutôt formées sur sa partie ouest, qui plongent et cascadenent le long des canyons du sud-ouest (Dufau-Julliand et al., 2004; Ulses et al., 2008b). Les vents marins, généralement d'est ou de sud-est, sont moins fréquents que les continentaux mais peuvent être de forte intensité toute l'année hors période estivale, atteignant des vitesses de  $20$  à  $25 \text{ m.s}^{-1}$  (André et al., 2005; Dufois et al., 2014; Millot, 1990).

## II.3 Hydrodynamique

La mer Méditerranée est une mer microtidale, *i.e.* de faible amplitude de marée (typiquement inférieure à 2 m). Au niveau du Golfe du Lion, cette amplitude est de moins de 30 cm (Fanget et al., 2013). La faiblesse de la dynamique tidale implique que d'autres forçages contrôlent la circulation, comme la circulation générale de Méditerranée Nord Occidentale, les vents, les vagues ou encore les apports fluviaux.

### II.3.1 Circulation générale en Méditerranée Nord Occidentale

La structure verticale de la colonne d'eau en Méditerranée Nord Occidentale est caractérisée par trois principaux types de masses d'eau (Figure II-3) : les eaux atlantique modifiées (*Modified Atlantic Water* - MAW), les eaux levantines intermédiaires (*Levantine Intermediate Water* - LIW) et les eaux profondes ouest méditerranéennes (*Western Mediterranean Deep Water* - WMDW).

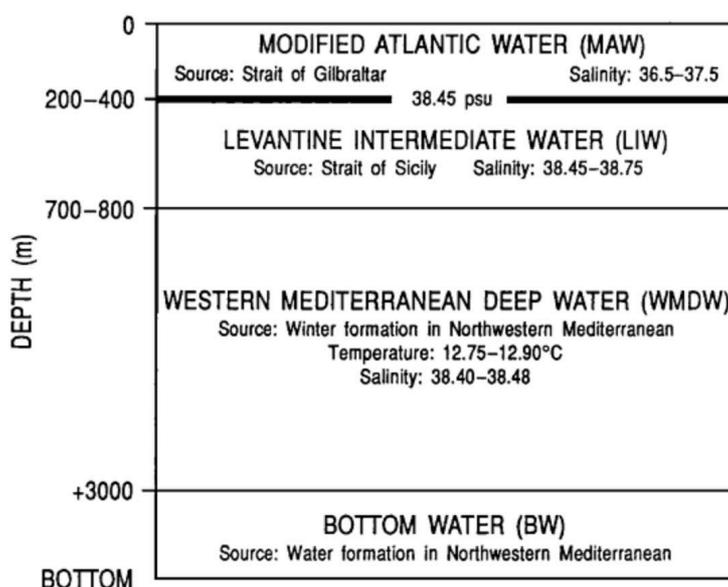


Figure II-3 : Masses d'eau dans la Méditerranée Occidentale et leur position approximative dans la colonne d'eau (La Violette, 1994).

### II.3.1.1 Les eaux atlantiques modifiées (MAW)

Les eaux atlantiques modifiées MAW sont, comme leur nom l'indique, issues de l'océan Atlantique. L'eau de cet océan, moins salée, s'introduit dans la mer Méditerranée *via* le détroit de Gibraltar pour compenser les pertes d'eau par évaporation, que les apports des fleuves ou des précipitations n'ont pu eux-mêmes compenser (Lacombe and Tchernia, 1960; Lacombe and Tchernia, 1972). Ces eaux, se trouvant en surface (jusqu'à 200 - 400 m (La Violette, 1994)), sont ensuite modifiées par évaporation et refroidissement pendant leur circulation cyclonique le long des côtes méditerranéennes, circulation contrainte par la force de Coriolis (Millot, 1991). Ces eaux sont séparées au niveau du détroit de Sicile, où les deux tiers s'introduisent en Méditerranée Orientale, laissant le dernier tiers longer les côtes ouest de l'Italie. Les eaux se re-séparent alors au niveau de la Corse en deux branches, l'une passant le Cap Corse qui rejoint finalement dans le Golfe de Gênes, au nord de la Corse, la branche ouest corse pour former le Courant Nord (ou *Northern Current* - NC), circulation cyclonique caractéristique de l'hydrodynamique de la partie nord-ouest de la Méditerranée (Millot, 1991), qui sera le sujet du dernier paragraphe de cette section.

### II.3.1.2 Les eaux levantines intermédiaires (LIW)

Les eaux levantines intermédiaires (LIW) sont des eaux chaudes et salées (salinité comprise entre 38,45 et 38,75 PSU en Méditerranée Occidentale) formées par évaporation dans le bassin Levantin. Elles pénètrent le bassin ouest de la Méditerranée par le détroit de Sicile, suivant ensuite globalement la circulation des MAW, en dessous de ces dernières. Elles peuvent s'étendre jusqu'à des profondeurs de 1300 m en mer Tyrrhénienne (Obaton, 1998) et à 700 - 800 m sur le reste de la Méditerranée Occidentale (La Violette, 1994).

### II.3.1.3 Les eaux profondes ouest méditerranéennes (WMDW)

Les eaux profondes ouest méditerranéennes (WMDW) sont, quant à elles, situées sous les LIW, soit en général entre 800 et 3000 m de profondeur. Elles sont identifiables à leur faible température, comprise suivant les époques entre 12,75 et 12,90 °C (La Violette, 1994; Millot, 1991), et sont issues de l'évaporation et du refroidissement des eaux de surface par les vents de nord, froids et secs qui produisent de la convection. Elles se forment préférentiellement dans les zones dominées par ces vents et sont caractérisées par une circulation cyclonique à l'origine d'un préconditionnement, typiquement au niveau du Golfe du Lion (Bethoux et al., 2002).

### II.3.1.4 Le Courant Nord

Le Courant Nord (ou Courant Nord Méditerranéen - CNM) est la partie nord de la gyre des eaux de surface méditerranéennes (MAW + LIW) du bassin occidental. Il peut être identifié de la Ligurie, à la jonction des deux courants corses jusqu'au plateau des îles Baléares, où il se divise en deux branches, l'une re-circulant vers la Corse, et l'autre continuant vers la mer d'Alboran par le canal d'Ibiza (Pascual and Gomis, 2003; Ruiz et al., 2009) (Figure II-4). Cette veine d'eau chaude et peu salée par rapport aux eaux du large (Millot, 1991) atteint des vitesses de plusieurs dizaines de  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  en hiver (Millot and Taupier-Letage, 2005) et pénètre le GoL sur une largeur de quelques dizaines de km. Dans le GoL, il suit la partie haute de la pente continentale, le long du diamètre du demi-cercle que forme le golfe. Le CNM est caractérisé par une variabilité méso-échelle, surtout en hiver, lorsqu'il est le moins stable. Le courant est alors plus profond, moins large et voit son flux significativement augmenté (Alberola et al., 1995; Rubio et al., 2009; Sammari et al., 1995). Si le mistral ne souffle pas trop fort, une branche de ce courant peut longer les côtes du golfe de manière cyclonique.

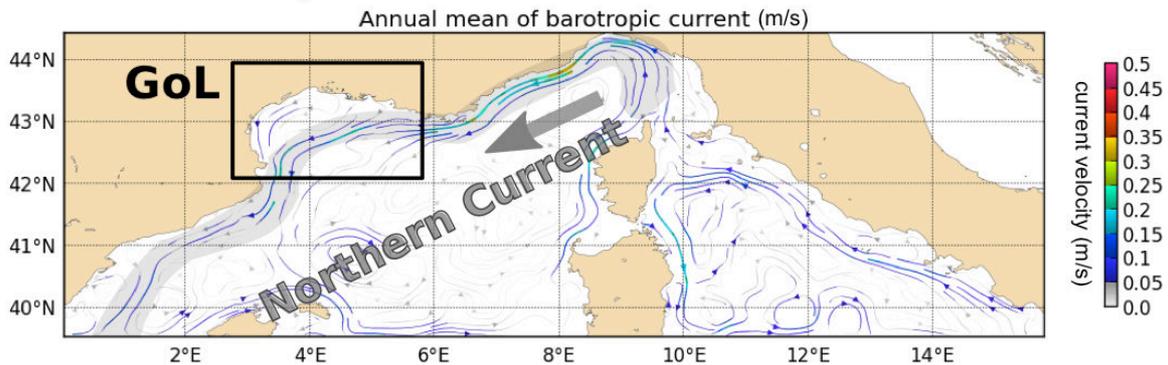


Figure II-4 : Lignes de courant du courant barotrope (moyenne annuelle - en  $m.s^{-1}$ ) d'après le modèle régional MENOR. Le CNM est surligné en gris.

## II.3.2 Impact des vents sur l'hydrodynamique du GoL

### II.3.2.1 Circulation induite par le vent et génération d'up- et downwellings

Le champ de force du vent induit une contrainte au niveau de l'interface air-mer, cisillant la couche d'eau de surface et la mettant ainsi en mouvement. Différents scénarios peuvent être observés en fonction de l'intensité et de l'orientation de ces vents

En été, comme énoncé dans la section II.2, les vents *offshore* (Mistral et Tramontane) peuvent souffler intensément. Ces vents déportent, lorsque la masse d'eau est stratifiée, les eaux de surface des côtes de la Provence, de la Camargue et du Languedoc vers le sud-ouest (Figure II-5). Ce déplacement de masses d'eau de surface induit une remontée des eaux profondes, froides (*upwelling*). Après environ un jour de vent *offshore* intense, la température de surface peut être diminuée de 5 °C ou plus (Milot, 1990). Dans le GoL, des images satellite ont mis en évidence des spots d'eau froide en surface, le long des côtes (numérotées de 1 à 6 sur la Figure II-5), correspondant à ces zones d'*upwelling* (Johns et al., 1992; Millot, 1990) : entre Sète et le cap d'Agde, à hauteur de Palavas-les-Flots, en Camargue, ou encore sur les côtes Provençales. Ces zones d'*upwelling* sont prolongées par des veines d'eau froides qui s'étendent vers le large avec des vitesses très élevées, en moyenne autour de  $20 cm.s^{-1}$  à 10 m sous la surface et jusqu'à 20 km au large des centres des zones d'*upwelling*. Les *upwellings* se dissipent lentement en quelques jours après l'épisode de vent (Milot, 1990). Des plongées d'eau densifiée (*downwellings*) sont observées à la côte.

Ces vents *offshore* induisent, dans la couche de fond, une circulation dirigée vers le nord-est (opposée à la circulation générale), le long des isobathes, caractérisée par des vitesses moyennes d'environ  $5 cm.s^{-1}$ . Ces courants se mettent en place quelques heures après les épisodes venteux et s'estompent avec la chute d'intensité du vent. À proximité des zones d'*upwelling*, les courants de fond sont plutôt dirigés vers le centre de ces zones.

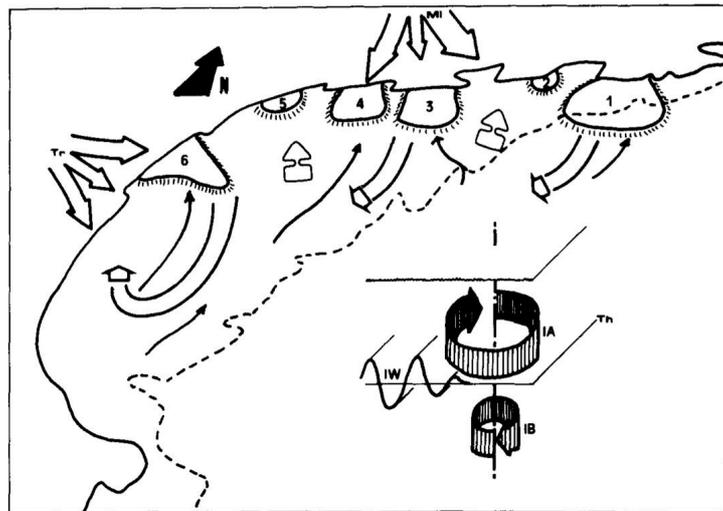


Figure II-5 : Représentation schématique des phénomènes induits par les vents (flèches tracées sur le continent, Tr : Tramontane ; Mi : Mistral). 6 zones d'upwelling ont été identifiées. Les flèches représentent les courants induits (larges : de surface ; étroites : de fond). (Millot, 1990)

Une étude réalisée par Estournel et al. (2003) a mis en évidence l'influence de la direction du champ de force du vent et de son rotationnel. Cette étude, dont les résultats sont issus de simulations numériques (modèle SYMPHONIE) couplées à des observations *in situ*, a mis en évidence que lorsque le Mistral souffle seul, une circulation anticyclonique de grande ampleur est générée sur l'ensemble du plateau (Figure II-6d). Dans le cas où la Tramontane souffle seule (contrainte imposée de 0.5 Pa dans la direction du vent), une circulation cyclonique est générée, mais uniquement sur la partie ouest du plateau (Figure II-6c). Pour des vents homogènes et unidirectionnels sur l'ensemble du golfe, les réponses sont plus complexes. Pour un vent de secteur nord-ouest, une circulation de nord-est est observée (Figure II-6a) et toute la côte, du Cap de Creus à l'embouchure du Rhône, est sujette à des *upwellings*. Pour un vent de secteur nord, un flux de direction sud-ouest est mis en évidence le long de la côte ouest, accompagné de *downwellings* alors que des phénomènes d'*upwelling* sont observés sur la côte nord, confirmant les observations de Millot (1990). Le transport est faible dans cette zone car le courant d'ouest généré par la force de Coriolis s'oppose à un courant d'est, géostrophique (Figure II-6b).

Les vents *onshore* peuvent, eux, générer des *downwellings* côtiers (plongée des eaux de surfaces due à leur accumulation près de la côte). Ces eaux côtières peuvent ensuite être exportées en profondeur dans le canyon du Cap de Creus en raison du resserrement du plateau dont la largeur de quelques kilomètres au niveau du cap ne permet plus d'évacuer le flux d'eau dans les couches de surface (Ulises et al., 2008b).

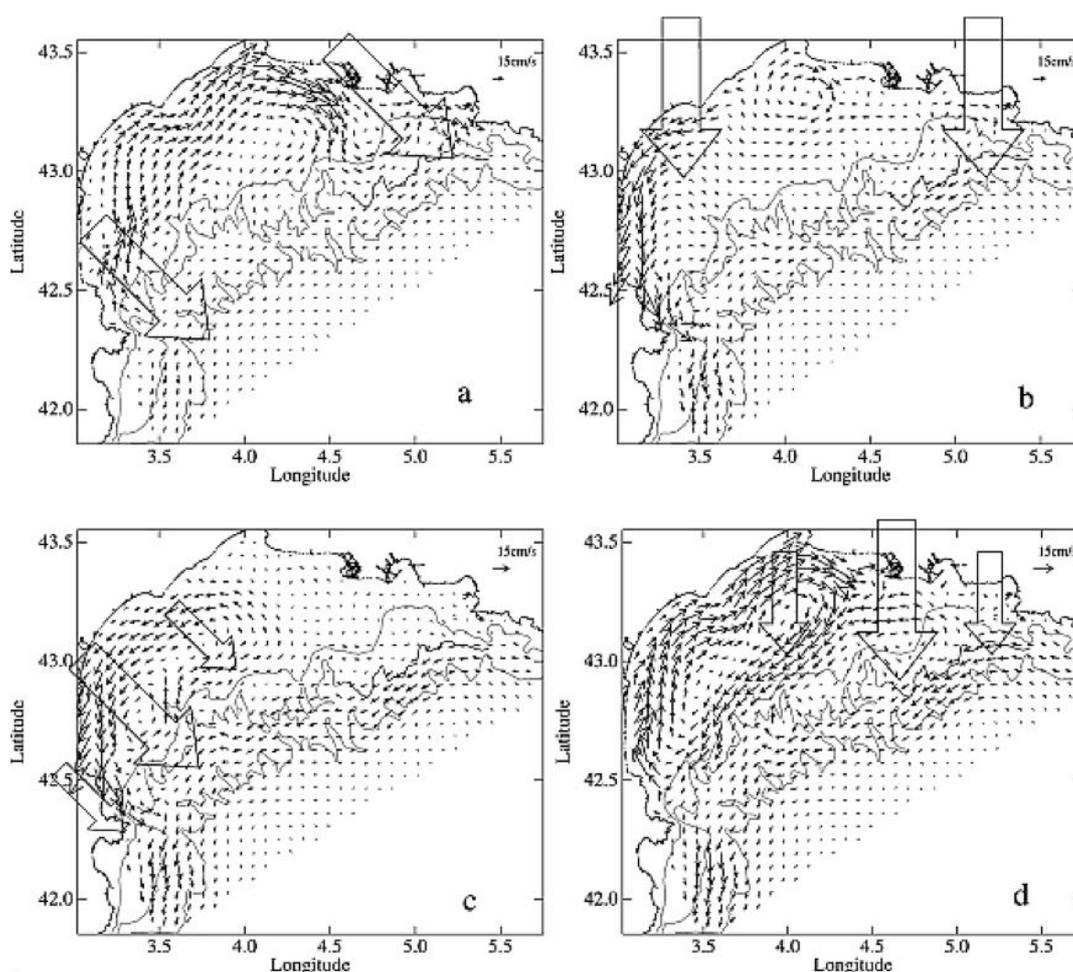


Figure II-6 : Courants moyennés sur toute la hauteur d'eau pour différentes configurations de vent : (a) NE homogène, (b) N homogène, (c) NO canalisé (Tramontane) et (d) N canalisé (Mistral). Les flèches larges représentent les champs de force des vents. (Estournel et al., 2003)

### II.3.2.2 Génération d'ondes: vagues, houles, ondes internes

En été, les vents continentaux génèrent des ondes inertielles près des côtes, se propageant vers le large. En effet, les eaux de surface ayant été réchauffées, la thermocline séparant ces eaux de surface des eaux plus profondes (à environ 50 m) est bien nette et est déplacée verticalement en cas de coup de vent. C'est ce déplacement qui est à l'origine des ondes internes (période d'inertie de 17.5 h à 43 °N) (Millot and Crépon, 1981). Les oscillations d'inertie générées par ces vents induisent elles-mêmes un courant oscillatoire près du fond, pouvant atteindre des vitesses maximales de  $20 \text{ cm.s}^{-1}$  à  $30 \text{ cm.s}^{-1}$  (Millot, 1990).

Les vents *offshore* génèrent, en surface, des vagues de hauteur et de période assez faibles ( $< 2 \text{ m}$  et  $< 6 \text{ s}$ ) (Dufois et al., 2014; The Medatlas Group, 2004). Au contraire, les vents *onshore*, lorsqu'ils soufflent fort, plutôt en hiver, arrivent à générer des houles de secteur est à sud-est pouvant atteindre des hauteurs de 10 m et des périodes de 12 s au large et des hauteurs atteignant les 9 mètres à la côte (mesurées à Sète) (Kergadallan et al., 2014; LCHF, 1984). Les vagues atteignant les côtes ouest du Golfe sont en général plus importantes que celles atteignant les côtes nord-est. Cependant, ces épisodes ne sont pas si fréquents.

### II.3.3 Contribution des fleuves

L'eau douce d'origine fluviale, qui se déverse sur le plateau, induit des gradients de densité, modifiant localement la circulation des masses d'eau. Les fleuves côtiers bordant le Golfe du Lion sont au nombre de 9 (d'est en ouest) : le Rhône (grand et petit), le Vidourle, le Lez, l'Hérault, l'Orb, l'Aude, l'Agly, la Têt et le Tech (Figure II-10). L'influence des panaches fluviaux est importante au niveau du Golfe du Lion

car le faible marnage qui y est observé (< 0,3 m (Fanget et al., 2013)) induit un mélange vertical très lent de ces eaux avec les eaux méditerranéennes, lors des périodes de temps calme. Seuls des vents forts permettent le mélange efficace près des embouchures.

### II.3.3.1 Le Rhône

Le Rhône est le fleuve côtier se jetant dans le Golfe du Lion contribuant le plus à l'apport d'eau douce sur le plateau : pour 90-95 % selon une étude de Bourrin and Durrieu de Madron (2006).

Le bassin versant rhodanien est très vaste puisqu'il s'étend des Alpes suisses (Lac Léman) et de la Franche-Comté jusqu'aux Bouches du Rhône (Figure II-10b). Sa surface est d'environ 96 500 km<sup>2</sup>, soit environ 20 % du territoire français. Le fleuve est long de 765 km et prend sa source au niveau du glacier du Rhône, dans les Alpes suisses. Avec un débit annuel moyen de 1768 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006), Il est le 48<sup>ème</sup> du monde par son débit (Bravard and Clémens, 2008). Ce bassin versant possède un exutoire double, une partie de son flux étant dévié au niveau de la ville d'Arles, formant deux branches : le Petit Rhône et le Grand Rhône. Le débit liquide moyen du premier représente environ un dixième de celui du second. Le débit du Rhône présente une forte variabilité saisonnière et interannuelle due à la grande variabilité de climats existant sur le bassin versant rhodanien. Si le débit d'étiage moyen est estimé à 580 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, la moyenne sur 95 ans (1925 - 2014 - données hydrologiques de la banque HYDRO) des débits mensuels minimaux de l'année (QMNA) est de 853 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> et un débit minimal de 322 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> a été observé par Pardé (1925) pour l'année 1921. Les crues annuelles, décennales et séculaires sont respectivement estimées à 4500, 7600 et 10200 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Maillet et al., 2006). Les débits moyens mensuels calculés sur 95 ans (1925 - 2014) présentés sur la Figure II-7 montrent que seuls les mois de juillet, août et septembre présentent des débits moyens sous la médiane des débits de 1700 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (données de la banque HYDRO). Les statistiques sur cette période donnent des quinquennales sèche et humide de 1400 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> et 2000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, respectivement (valeurs de débits mensuels ayant respectivement des probabilités de 80 % et 20 % d'être dépassés chaque année). Ainsi, un mois associé à un débit moyen supérieur à 2000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> à Beaucaire peut être catégorisé comme un mois "humide" et un mois associé à un débit moyen inférieur à 1400 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> peut être identifié comme un mois "sec". La répartition des mois secs et humides sur l'année pour la période 1930 - 2016 est représentée sur la Figure II-8. Cette figure montre que, sur les 87 ans de mesures du débit du Rhône à Beaucaire, les mois de novembre à juin peuvent être 30 % du temps qualifiés de mois "humides" (débit moyen mensuel supérieur à 2000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). Les mois les plus régulièrement "secs" (débit moyen mensuel inférieur à 1400 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) sont les mois d'août et septembre (plus de 80 % du temps).

Afin de s'intéresser à la distribution des événements extrêmes (crues/étiages), la distribution mensuelle des débits inférieurs à 800 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (observés environ 10 % du temps sur la période 1925 - 2014) et supérieurs à 3000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (observés environ 10 % du temps sur la période 1925 - 2014) pour la période 1930 - 2016 est présentée sur la Figure II-9. Il apparaît que les débits forts se distribuent en majorité sur les mois de novembre à mars et que ces événements sont très rarement enregistrés pour les mois de juillet, août et septembre (moins de 5 % sur ces trois mois). Ces trois mois ne correspondent pas exactement aux trois mois se dégageant de la densité de probabilité des débits très faibles, pour lesquels plus de 60 % de ces débits sont observés : août, septembre et octobre (Figure II-9).

Compte tenu de la grande superficie du bassin versant, les régimes de débit du Rhône ne sont pas homogènes et peuvent avoir différentes composantes : glacières, nivales ou méditerranéennes (Pont et al., 2002). De même, des crues diverses peuvent affecter le fleuve, classifiées comme suit selon Pardé (1925) :

- Crues cévenoles : elles sont la conséquence d'événements pluvieux d'origine méditerranéenne affectant les affluents cévenols (Ardèche, Cèze et Gard). Elles sont généralement observées en automne (septembre-octobre) et sont caractérisées par un régime torrentiel, rapide et violent.
- Crues méditerranéennes (dites extensives) : elles sont liées à des événements pluvieux affectant les affluents cévenols et méridionaux (Ardèche, Cèze, Drôme, Durance et Gard). Elles sont généralement observées en automne (octobre-novembre) et parfois en début de printemps.

- Crues océaniques : elles sont issues d'évènements pluvieux d'origine océanique (Atlantique) et touchent principalement le nord du bassin versant du Rhône (Saône, Isère, Ain, Fier). Leur montée est généralement lente et régulière et elles se produisent entre les mois d'octobre et mars.
- Crues généralisées : ces crues sont une combinaison des trois types de crue décrits plus haut. Elles peuvent avoir lieu simultanément ou successivement et se produisent généralement entre octobre et mai.

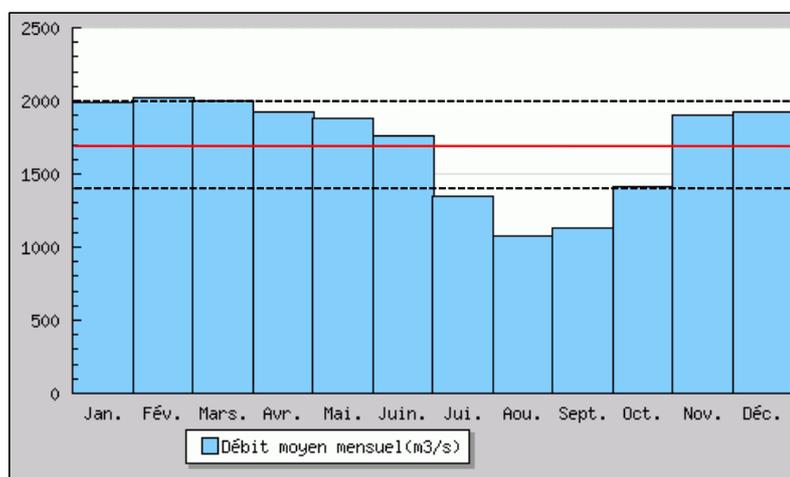


Figure II-7 : Débits moyens mensuels du Rhône à Beaucaire (en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) calculés sur 95 ans (1925 - 2014). La médiane des débits est représentée par la ligne rouge ( $1700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et les quinquennales sèches et humide le sont par les lignes en pointillés noirs ( $1400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et  $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , respectivement). Graphique modifié du site en ligne de la banque HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr>).

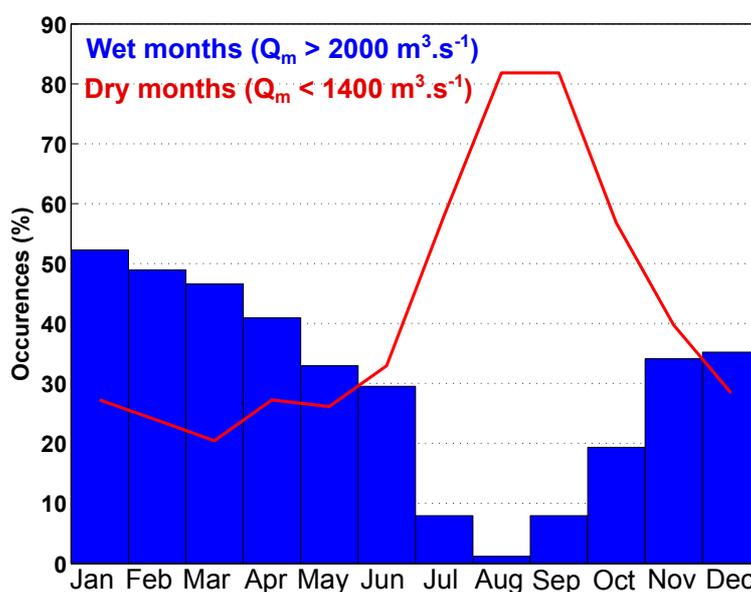


Figure II-8 : Pourcentage de mois (barres bleues) humides (débit moyen mensuel supérieur à  $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et (courbe rouge) secs (débit moyen mensuel inférieur à  $1400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) sur 87 ans (1930 - 2016).

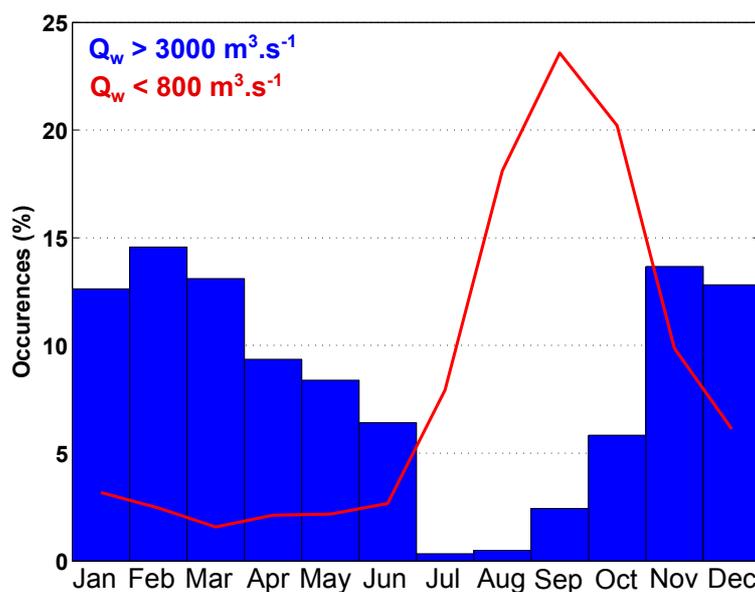


Figure II-9 : Distribution mensuelle des débits du Rhône à Beaucaire (barres bleues) supérieurs à  $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et (courbe rouge) inférieurs à  $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Statistiques effectuées sur la période 1930 - 2016.

### II.3.3.2 Les fleuves côtiers

Les fleuves côtiers du GoL que sont le Vidourle, le Lez, l'Hérault, l'Orb, l'Aude, l'Agly, la Têt et le Tech (classés d'est en ouest - Figure II-10a) ont un fonctionnement différent de celui du Rhône, caractérisé par une plus grande variabilité saisonnière. En effet, ces rivières de montagne drainent des bassins versant plus petits et plus pentus que celui du Rhône, entraînant de fortes crues pendant la période hivernale et de petits débits en période estivale (Serrat et al., 2001). Les bassins versants de ces fleuves ont également tendance à provoquer des ascendances d'air chaud et humide amenées par les vents marins qui à la rencontre avec l'air froid d'altitude provoquent par condensation la formation de nuages convectifs et des fortes précipitations localisées entraînant des crues éclair ayant généralement lieu en automne lorsque la surface de la mer est encore chaude.

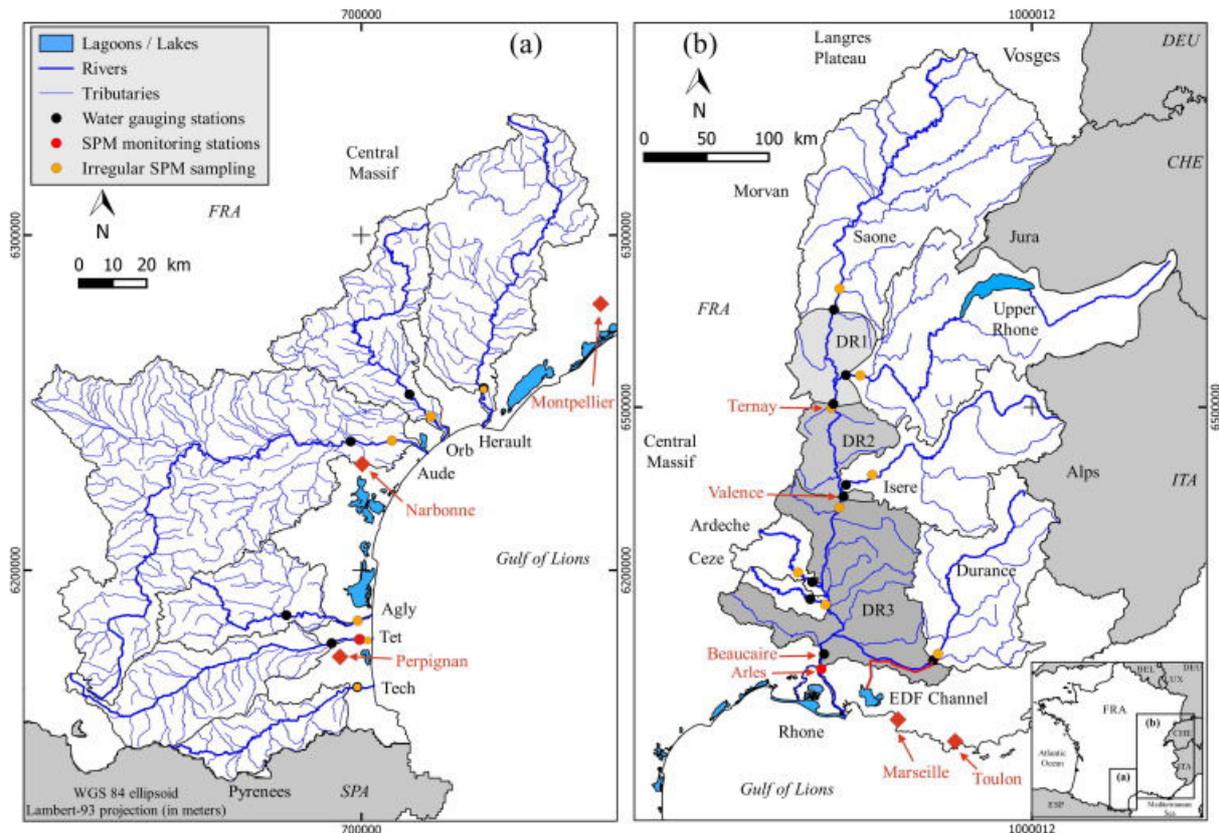


Figure II-10 : Carte présentant les bassins versants (a) des fleuves côtiers et (b) du Rhône. Extrait de (Sadaoui et al., 2016).

### II.3.4 Formation d'eau dense et *cascading*

En hiver, les vents froids et secs soufflant sur le plateau densifient les eaux de surface par refroidissement et évaporation. Le gradient horizontal de densité créé induit un écoulement de l'eau dense, majoritairement dirigé le long des isobathes avec une composante dirigée le long de la pente induite par le frottement. En bordure du plateau, ces eaux peuvent néanmoins être canalisées rapidement vers les grandes profondeurs par les canyons sous-marins jusqu'à atteindre une profondeur d'équilibre (Puig et al., 2013) : c'est le phénomène de « cascading » (ou *Dense Shelf Water Cascading* - DSWC), terme introduit par Cooper and Vaux (1949). Dans le Golfe du Lion, le canyon du Cap de Creus, situé le plus au sud-ouest du Golfe, concentre la majeure partie de l'export de ces eaux denses hors du GoL du fait du rétrécissement du plateau à cet endroit. Deux tiers du volume d'eau du plateau a été évacué par ce canyon sur 40 jours en 2005, période pendant laquelle des courants induits de  $60 \text{ cm.s}^{-1}$  en moyenne ont été enregistrés (Canals et al., 2006; Durrieu de Madron et al., 2008). Ce type d'eau a été identifié et tracé lors de plusieurs études (Durrieu de Madron et al., 2005b; Fieux, 1974; Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001; Person, 1974) et modélisé numériquement par Dufau-Julliand et al. (2004) et Ulses et al. (2008b). Une partie peut s'échapper du plateau au niveau de la rupture de pente du plateau (souvent autour de 350 m (Fieux, 1974)), contribuant à la formation des « eaux intermédiaires d'hiver » (*Winter Intermediate Water* - WIW), situées entre les MAW et les LIW (Figure II-11). Leur température et salinité sont respectivement inférieures à  $12^\circ\text{C}$  et 37,9 PSU. Il ne faut pas les confondre avec « les eaux denses d'hiver méditerranéennes » (*Winter Mediterranean Dense Water* - WMDW), formées sous des conditions atmosphériques similaires mais dans la mer ouverte du GoL (Figure II-11), avec des températures ( $> 12,8^\circ\text{C}$ ) et salinités ( $> 38,4 \text{ PSU}$ ) plus élevées (Dufau-Julliand et al., 2004).

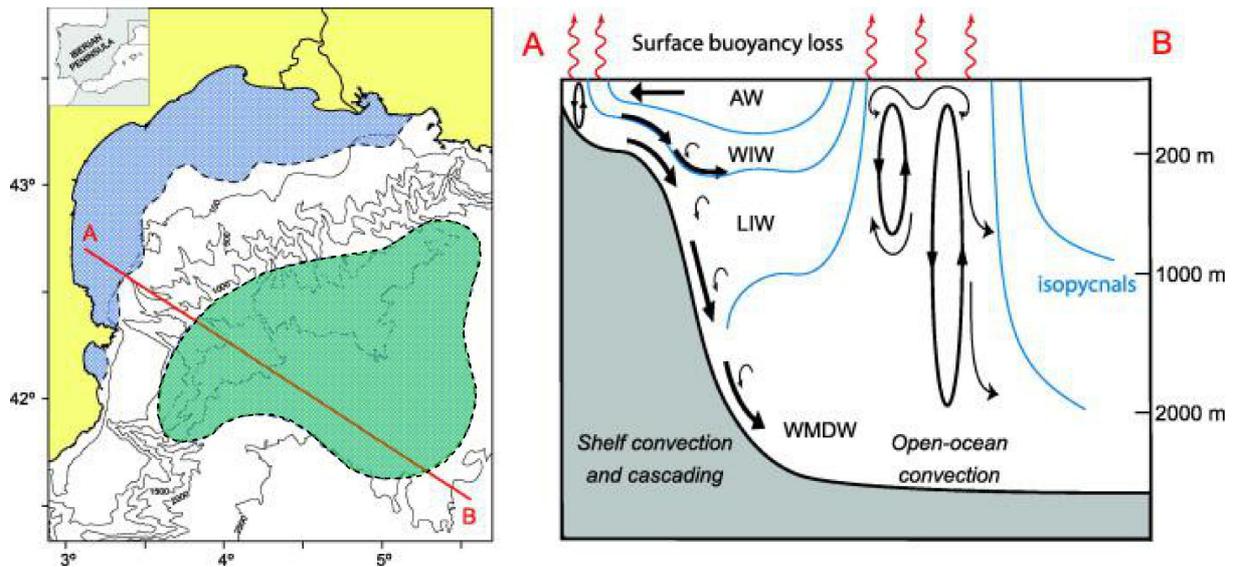


Figure II-11 : (À gauche) carte du GoL montrant les zones de formation des eaux dense sur le plateau (en bleu) et dans la mer ouverte (en vert). (À droite) schéma du « cascading » des eaux denses et des processus de convection en mer ouverte. Modifié de (Puig et al., 2013).

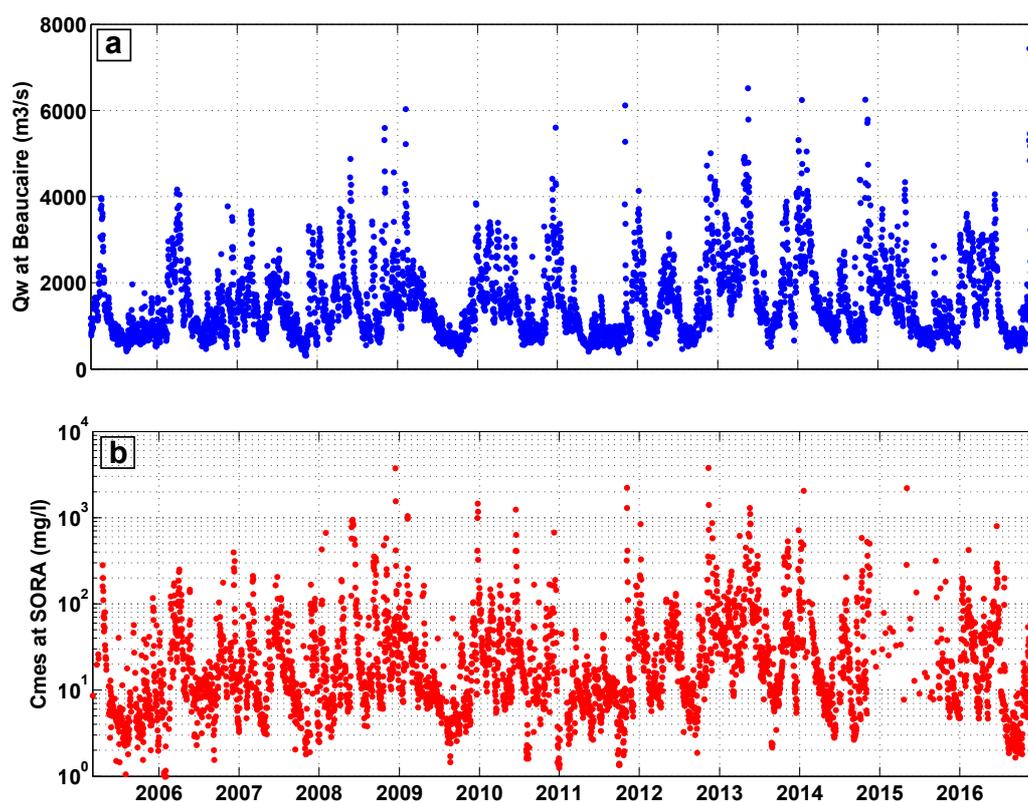
## II.4 Dynamique sédimentaire

### II.4.1 Apports solides au GoL

Le Rhône délivre environ 80 % des apports solides dans le GoL (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006), dont environ 70 % est transporté en conditions de crue (Pont, 1997). Il a également été estimé que 80% de la charge solide est apportée en seulement 20 % du temps (Roditis and Pont, 1993).

Depuis 2002, une station de mesure de la concentration en MES de surface en Arles (station SORA) permet d'obtenir une information quasi journalière de ce paramètre (Figure II-12). Compte tenu de la grande diversité du bassin versant du Rhône et de ses différents types de crues, il est difficile d'établir un lien direct entre la charge en suspension et le débit liquide. En effet, selon la contribution relative de chaque sous bassin versant, les concentrations en MES pour un même débit relevé à Beaucaire peuvent être très différentes (e.g. pour un débit compris entre  $1650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , les concentrations en MES varient entre  $2.6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  et  $162 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  pour la période de 2006 à 2016). Des relations ont tout de même pu être établies entre la concentration en MES et le débit du Rhône (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006) (Tableau 1). Ces relations ont été récemment revisitées par Sadaoui et al., 2016 pour l'ensemble des fleuves côtiers du GoL et des différents affluents du Rhône.

Concernant la composition particulière de ces apports, les mesures présentées dans le rapport d'Adell (2013) montrent que les vases et les sables représenteraient respectivement 91 % (dont 12 % d'argiles et 79 % de silts) et 9 %. Les travaux de Slomberg et al. (2016), réalisés sur la même période que ceux d'Adell (2013) (Novembre 2013) pour un débit moyen d'environ  $2300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , confirment les pourcentages de vases et de sables (respectivement 90 % et 10 %) mais donnent une part plus importante aux particules très fines ( $< 3 \mu\text{m}$ ), représentant environ 30 % des vases. Des études plus anciennes (Antonelli, 2002; Antonelli et al., 2008) estiment respectivement à 98 % et 2 % la part des vases et des sables dans les apports, dont 18 % d'argiles et 80 % de silts concernant les vases. Il est important de garder à l'esprit que ces proportions ne sont pas constantes et peuvent être très variables en fonction du débit. En effet, pour une crue du Rhône d'environ  $11000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Antonelli et al. (2008) estiment que la proportion de sables en suspension passe à 15 % des apports.


 Figure II-12 : Chroniques des débits à Beaucaire ( $Q_w$  - en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et des concentrations en MES de surface ( $C_{mes}$  - en  $\text{mg}.\text{l}^{-1}$ ) à la station SORA.

| Rivers   | Rating curve                                                                                                                                                                    | References                                                                |
|----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| Tech     | $C = 1.2485Q_i + 6.0628$<br>( $r^2 = 0.61$ , $n = 250$ , $p < 0.0001$ )                                                                                                         | RMC data bank                                                             |
| Tet      | $\log C = 0.3866 \log Q_i^2 - 0.0846 \log Q_i + 1.011$<br>( $r^2 = 0.60$ , $n = 1805$ )                                                                                         | Serrat <i>et al.</i> (2001) + RMC data bank and POEM station measurements |
| Agly     | $Q_s = 13.27 Q_{dm}^{1.434}$ for $Q_{dm} > 50 \text{ m}^3/\text{s}$ and<br>$Q_s = 0.541 Q_{dm}^{1.1829}$ for $Q_{dm} < 50 \text{ m}^3/\text{s}$<br>( $r^2 = 0.81$ , $n = 195$ ) | Serrat (1999)                                                             |
| Aude     | $\log C = 0.1666 \log Q_i^2 - 0.0872 \log Q_i + 1.42041$<br>( $r^2 = 0.30$ , $n = 80$ )                                                                                         | RMC data bank + unpublished data                                          |
| Orb      | $C = 0.0018 Q_i^2 - 0.0228 Q_i + 13.92$<br>( $r^2 = 0.50$ , $n = 242$ )                                                                                                         | RMC data bank + unpublished data                                          |
| Herault  | $\log C = 1.9247 \log Q_i^2 - 4.3949 \log Q_i + 2.7407$<br>( $r^2 = 0.70$ , $n = 38$ )                                                                                          | ORME data bank (Ludwig, 2003)                                             |
| Lez      | $C = 1.9177 Q_i + 8.0411$<br>( $r^2 = 0.41$ , $n = 241$ , $p < 0.0001$ )                                                                                                        | RMC data bank                                                             |
| Vidourle | $\log C = 0.2443 \log Q_i^2 + 0.1827 \log Q_i + 0.6983$<br>( $r^2 = 0.57$ , $n = 27$ )                                                                                          | RMC data bank                                                             |
| Rhone    | $\log C = 1.5006 \log Q_i^2 - 8.1858 \log Q_i + 12.416$<br>( $r^2 = 0.75$ , $n = 521$ )                                                                                         | Pont (1997) + RMC data bank                                               |

 Tableau 1 : Relations entre le débit liquide instantané ( $Q_i$  - en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) ou le débit moyen journalier ( $Q_{dm}$  - en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et la concentration en MES ( $C$  - en  $\text{mg}.\text{l}^{-1}$ ) ou le débit solide moyen journalier ( $Q_s$  - en  $\text{t}.\text{jour}^{-1}$ ) pour les principaux fleuves apportant des sédiments au GoL. (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006)

Différents travaux réalisés ces vingt dernières années ont permis d'estimer le flux particulaire total délivré par le Rhône au Golfe du Lion. Pont (1997) l'estime à environ 6.3 Mt/an pour la période 1961-1997, Sempéré et al. (2000) à environ 10 Mt/an sur 1987-1996, Pont et al. (2002) à environ 7.5 Mt/an sur 1967-1996, Ludwig et al. (2003) à environ 8.6 Mt/an, Delmas et al. (2012) à environ 11.2 Mt/an et Sadaoui et al. (2016) à environ 8.5 Mt/an sur 1977-2013.

Les autres fleuves côtiers apporteraient environ 0.5 Mt/an de sédiments (Sadaoui et al., 2016) dans le GoL. La composition de la charge en suspension de ces fleuves est encore peu connue pour l'instant, excepté pour la Têt, étudiée dans le cadre du système d'observation MOOSE. Bourrin et al. (2008b) ont montré que, pour ce fleuve et en période de crue (Avril 2004), les vases représentaient environ 75 % des MES, contre 25 % pour les sables.

## II.4.2 Couverture sédimentaire du GoL

La majorité des sédiments apportés par les fleuves se retrouve par la suite stockée, parfois de façon temporaire, sur le plateau du GoL, essentiellement à leur embouchure (Dufois, 2008; Maillet et al., 2006). Une carte de la nature des fonds est présentée Figure II-13.

Trois différents type de sédiments de surface peuvent être mis en évidence : (i) un cordon sableux étroit le long des côtes à l'ouest de l'embouchure du Grand Rhône, correspondant au plateau interne ; (ii) une zone dominée par des dépôts vaseux d'épaisseur variant de quelques mètres à environ 50 m, correspondant au plateau médian; et (iii) une zone présentant un mélange sables-vases en zone plus profonde, correspondant au plateau externe (Bourrin, 2007). Concernant le plateau médian, les épaisseurs de vases les plus importantes (~ 50 m) sont situées près de l'embouchure du Rhône, au niveau de son prodelta. En revanche, dans la partie sud-ouest du GoL, où l'influence des apports de sédiments rhodaniens est plus faible et où les contraintes de cisaillement sur le fond sont plus fortes (Dufois, 2008), cette épaisseur est d'environ 5 m. À l'échelle du prodelta du Rhône, se poursuivant jusqu'à l'isobathe 80 m (Figure II-14), un gradient granulométrique *cross-shore* similaire est observé. La barre d'embouchure est principalement constituée de sables alors que leur proportion diminue rapidement et équivaut à celle des vases dès l'isobathe 15 m. Ensuite, plus la profondeur augmente, plus la proportion de vases augmente (Maillet, 2005).

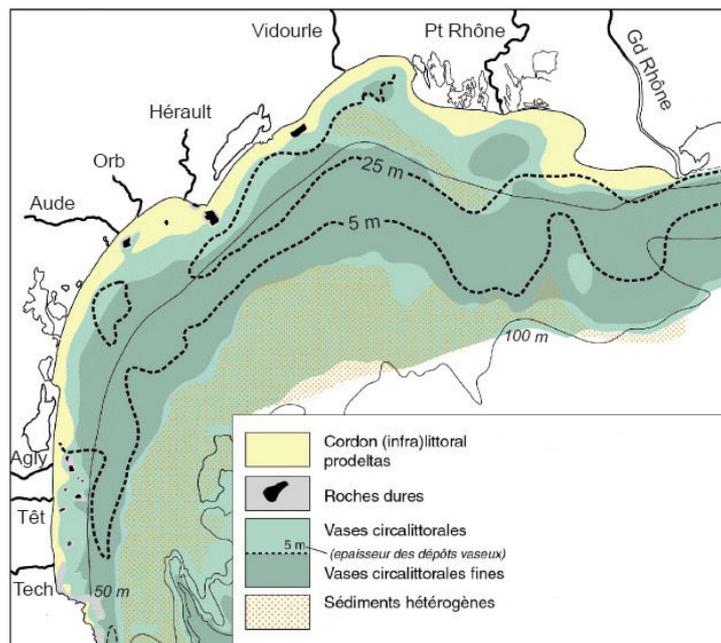


Figure II-13 : Carte de la nature des fonds du GoL. (Durrieu de Madron, 2004)

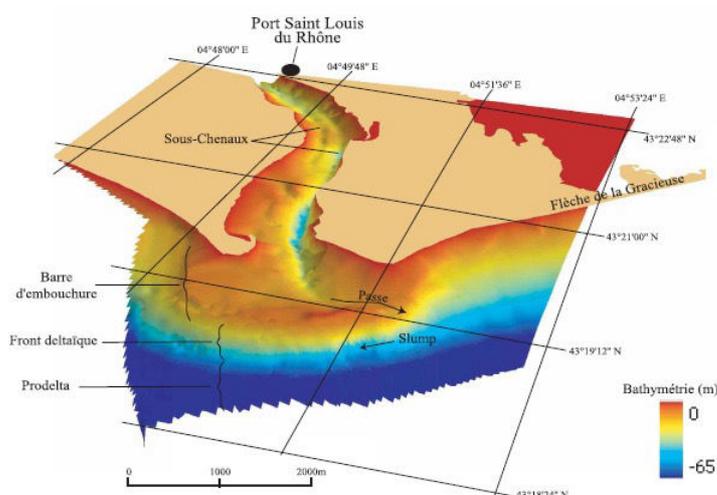


Figure II-14 : Carte bathymétrique 3D du prodelta du Rhône (Maillet et al., 2006)

### II.4.3 Dynamique des MES sur le plateau du GoL

Le transport des matières en suspension est contrôlé par l'hydrodynamique du plateau et se fait principalement à travers deux structures turbides : (i) les panaches particulières, en surface, soumis aux régimes hydrologiques des fleuves ; et (ii) la couche néphéloïde de fond (*Bottom Nepheloid Layer* - BNL), présente tout au long de l'année sur l'ensemble du plateau et pouvant atteindre une épaisseur d'environ 20 m (Aloisi et al., 1982; Durrieu de Madron et al., 1990; Durrieu de Madron and Panouse, 1996).

#### II.4.3.1 Panache du Rhône

Le Rhône étant le principal contributeur en apports solides dans le GoL, la majorité des études portées sur la dynamique des MES de surface dans le GoL se sont focalisées sur le panache de surface qu'il génère à son entrée dans le Golfe. Bien que le panache particulaire et le panache d'eau douce soient des structures différentes, la dynamique globale du panache particulaire du Rhône est généralement associée à celle du panache d'eau douce, cette masse d'eau étant le principal vecteur des particules rhodaniennes. Son extension spatiale est essentiellement influencée par (i) le débit du Rhône (Naudin and Cauwet, 1997; Thill et al., 2001) et (ii) les régimes de vents (Demarcq and Wald, 1984; Estournel et al., 1997; Marsaleix et al., 1998; Ouillon et al., 1997).

#### *Dynamique du panache d'eau douce du Rhône*

La dynamique du panache d'eau douce du Rhône a été étudiée depuis plusieurs décennies à travers différentes observations telle que la température de surface de l'eau, notamment *via* des données d'images satellites TIROS-N par Demarcq and Wald (1984). Leur analyse a montré que le temps de réponse du panache est plutôt court. En effet, il est d'environ 5 h pour un débit moyen du Rhône (typiquement autour de  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et augmente avec le débit, jusqu'à 24 h pour un débit atteignant  $4350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  par exemple. Ces auteurs ont aussi montré que le panache est clairement dévié à la droite du vent, avec un angle de déviation d'environ  $50^\circ$ . Il convient de garder à l'esprit que ces observations ne sont valables que pour le panache de surface (la profondeur de pénétration de ce capteur étant très faible -  $\sim 10 \mu\text{m}$ ). Forget et al. (1990) ont également montré, grâce à des mesures de radar VHF, que pour des conditions de débits faibles ( $500$  à  $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et de vents faibles, les brises d'été ( $< 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) sont capables de déplacer le front du panache en direction de l'embouchure sur une distance d'environ 10 km en quelques heures. Broche et al. (1998), également grâce à des mesures VHF, ont rapporté que les variations d'intensité du débit ont une faible influence sur la forme du panache mais agissent sur son épaisseur et sur les courants qui le caractérisent. Ils montrent aussi que des forts vents d'ouest peuvent dévier le panache vers l'est en quelques heures. La dynamique du panache d'eau douce a également été étudiée grâce à la modélisation numérique. Estournel et

al. (1997) ont montré que le panache est très sensible au vent et deux scénarios types ont été mis en évidence, associés aux deux principaux régimes agissant sur la zone (vents *offshore* et vents *onshore*). Le panache est détaché de la côte et orienté vers le sud-ouest pour des conditions de vents continentaux alors qu'il est plutôt étroit, longeant la côte et orienté vers l'ouest pour des conditions de vents marins (voir Figure II-15). En outre, Marsaleix et al. (1998) ont montré que l'étalement du panache vers le large est significatif à partir du moment où ces vents soufflent à plus de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .

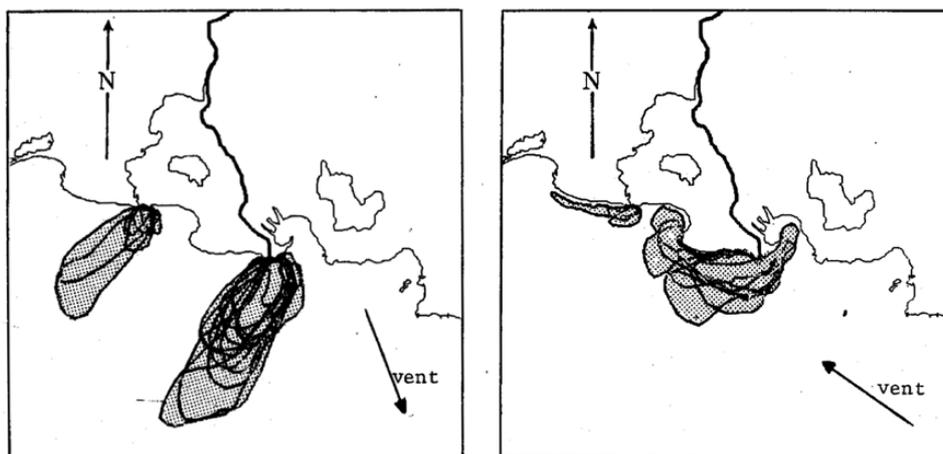


Figure II-15 : superposition de contours de panaches pour (à gauche) des vents continentaux et (à droite) marins. (Demarcq and Wald, 1984)

### ***Extension spatiale du panache particulière du Rhône***

Les mesures de la concentration en MES de surface directes (campagnes en mer) ou indirectes (télédéttection) dans le panache montrent que celle-ci est maximale à proximité de l'embouchure et décroît avec la distance *cross shore* (Aloisi et al., 1982; Many et al., 2016; Ody et al., 2016; Ouillon et al., 1997; Ouillon and Petrenko, 2005), ce gradient pouvant être observé sur une distance pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. (Many et al., 2016; Naudin and Cauwet, 1997; Ouillon et al., 1997; Thill et al., 2001). Suite à une crue du Rhône d'environ  $5000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  à la fin du mois de janvier 2014 et pour des conditions de vent offshore calme ( $< 3 \text{ m.s}^{-1}$  de nord-ouest), Many et al. (2016) ont observé, à partir de mesures *in situ*, un panache s'étendant jusqu'à 30 km au sud de la côte avec une épaisseur diminuant de 20 m à 5 m en allant vers le large, caractérisé par des concentrations en MES décroissant avec la distance *cross shore* de  $20 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$ . Pour des données acquises par télé-déttection de la couleur de l'eau, Ody et al. (2016) présentent, sur la même période, un panache très concentré en surface à proximité de l'embouchure ( $\sim 50 \text{ mg.l}^{-1}$ ), rapidement dilué sur une distance de 15 km vers le sud (concentrations chutant à environ  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ ) et caractérisé par une partie moins concentrée (concentrations stables de l'ordre de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ ) s'étendant jusqu'à 40 km offshore. Sa limite horizontale est bien marquée et les concentrations en MES de surface observées le long de cette dernière est d'environ  $2 \text{ mg.l}^{-1}$ . Cette délimitation franche du panache turbide avait également été observée par Ouillon et al. (1997) sur deux cartes de concentration en MES de surface obtenues à partir de données satellites SPOT pour deux journées du mois de novembre 1994 (débits du Rhône de l'ordre de  $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  avec une crue de  $9000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  enregistrée en début de mois) montrant des panaches s'étendant jusqu'à 40 km offshore et caractérisés par des concentrations en MES de surface maximales d'environ  $30 \text{ mg.l}^{-1}$ . En dehors du panache particulier, très peu de mesures de la concentration en MES dans le GoL sont disponibles dans la littérature. Cependant, pendant la campagne de mesures visant à calibrer les données satellite de Ouillon et al. (1997), des concentrations d'environ  $1.8 \text{ mg.l}^{-1}$  ont tout de même pu être mesurées en dehors du panache et Naudin and Cauwet (1997) ont pu mesurer des concentrations dans la colonne d'eau sur le plateau comprises entre  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ .

### Caractéristiques des MES du panache du Rhône

Sur la base des observations *in situ* réalisées ces dernières années, le panache du Rhône est principalement constitué de floccs de grosse taille (diamètre supérieur à la centaine de  $\mu\text{m}$ ) (Dufois, 2008; Many et al., 2016), pouvant être formés dans les zones de turbulence faible à modérée, le long du gradient de salinité du panache (Thill et al., 2001) et par interaction avec la matière organique, qui assurerait leur cohésion (Naudin and Cauwet, 1997). Ces floccs de taille importante (diamètres supérieurs à  $100 \mu\text{m}$ ) et caractérisés par des vitesses de chutes de l'ordre de  $0.5 \text{ mm.s}^{-1}$  ont été identifiés par Dufois (2008) sur la tranche supérieure de la colonne d'eau (8 premiers mètres) pour l'ensemble des mesures réalisées dans la zone du prodelta du Rhône, en amont de l'isobathe 100 m (Figure II-16), ne laissant apparaître aucune dynamique de chute de cette population de particules alors qu'il aurait été envisageable que la chute de ces particules contribue à la diminution de la concentration en MES dans le panache de surface avec la distance *cross shore*. À 5 m de profondeur, sur une distance *cross-shore* à l'embouchure de 3 km à 5 km (plateau interne), Many et al. (2016) ont observé une majorité de floccs de tailles comprises entre  $50 \mu\text{m}$  et  $150 \mu\text{m}$  et enregistré la présence de particules de plus de  $200 \mu\text{m}$  de diamètre (illustrations de gauche - Figure II-17). Plus au large (de 5 km à 20 km *offshore*), la concentration se trouve divisée par quatre mais le spectre en classe de taille des particules en présence reste similaire (illustrations du centre - Figure II-17). Encore plus au large (de 20 km à 30 km de l'embouchure), la concentration en particules se stabilise (environ  $4.2 \mu\text{l.l}^{-1}$ ) mais une proportion plus faible de particules avec un diamètre avoisinant les  $100 \mu\text{m}$  a été observée, à l'avantage d'une population de particules de diamètre de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$ . À cette distance de la côte, en dehors du panache turbide, une forte présence d'organismes planctoniques a également été observée (illustrations de droite - Figure II-17).

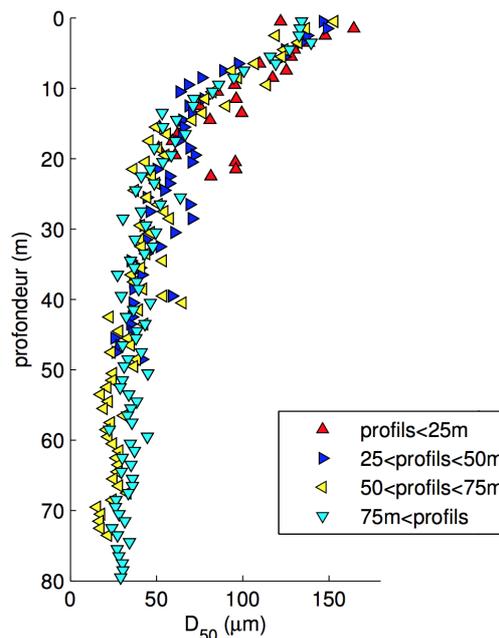


Figure II-16 : profils verticaux des diamètres médians mesurés de l'embouchure du Rhône, jusqu'à la l'isobathe 100m. (Dufois, 2008)

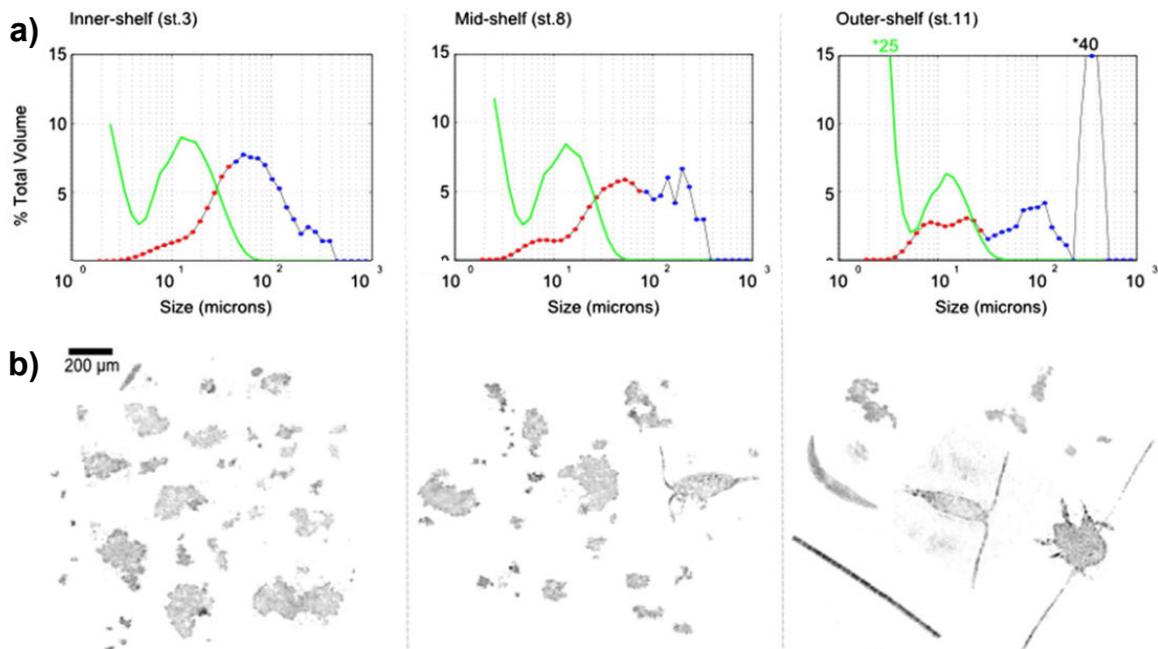


Figure II-17 : Distribution particulaire dans le panache du Rhône (à environ 5 m de profondeur) sur le plateau interne (colonne de gauche), le plateau médian (colonne centrale) et le plateau externe (colonne de droite). (a) Spectre de distribution des particules assemblé à partir de données LISST-100X (rouge) et de données LISST-HOLO (bleu). La courbe verte représente la distribution particulaire défloculée. (b) Exemples d'assemblage de particules à partir d'images capturées par le LISST-HOLO. Modifié de (Many et al., 2016).

### *Caractéristiques des MES de la couche néphéloïde de fond présente sur le plateau du GoL*

Le néphéloïde de fond présent sur l'ensemble du plateau est principalement constitué de particules fines pouvant parfois former des microflocs ( $\sim 50 \mu\text{m}$ ) et des macroflocs ( $\sim 150 \mu\text{m}$ ) (Bourrin et al., 2008b; Curran et al., 2007; Durrieu de Madron et al., 2005a; Ferré et al., 2005; Many, 2016; Many et al., 2016) (Figure II-18). Curran et al. (2007) ont calculé une vitesse de chute moyenne pour l'ensemble des classes de particules d'environ  $0.2 \text{ mm.s}^{-1}$  pour des concentrations d'environ  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  au large de la Têt. À l'écriture de ce manuscrit, les MES des couches de fond du plateau du GoL restent peu étudiées et, lorsqu'elles le sont, ne sont renseignées que pour des gammes de turbidité assez faibles ( $< 10 \text{ mg.l}^{-1}$ ). Le même constat peut s'appliquer à la dynamique des MES sur le plateau du GoL, les observations s'étant focalisées sur les zones proches des embouchures des fleuves.

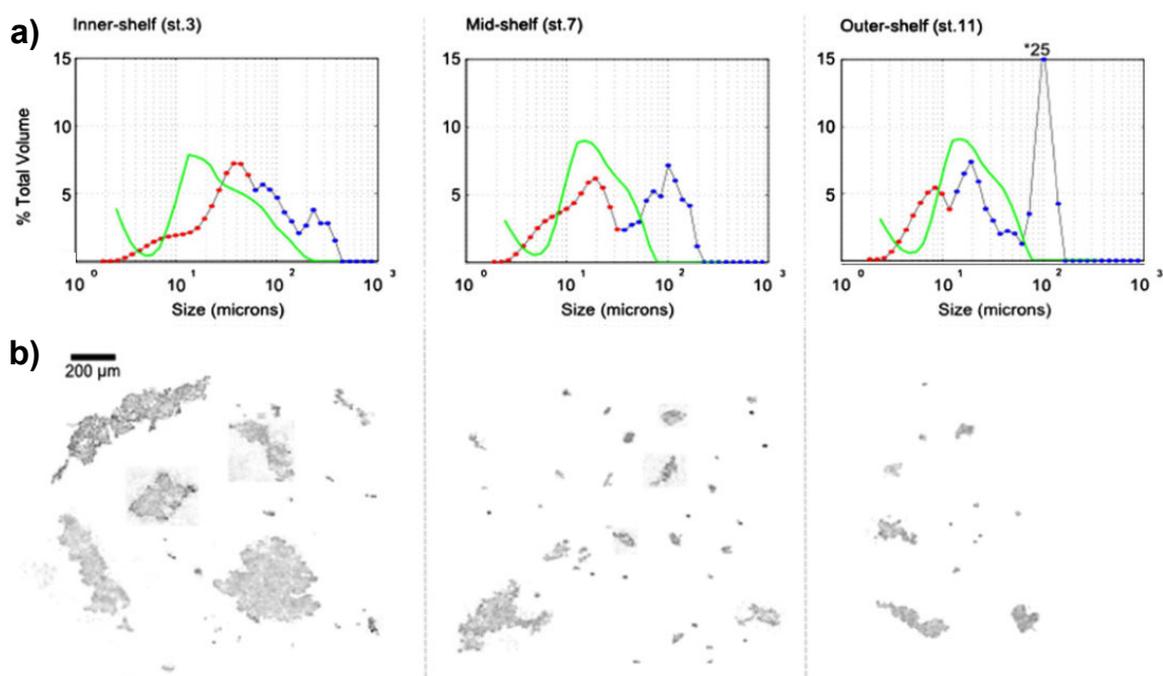


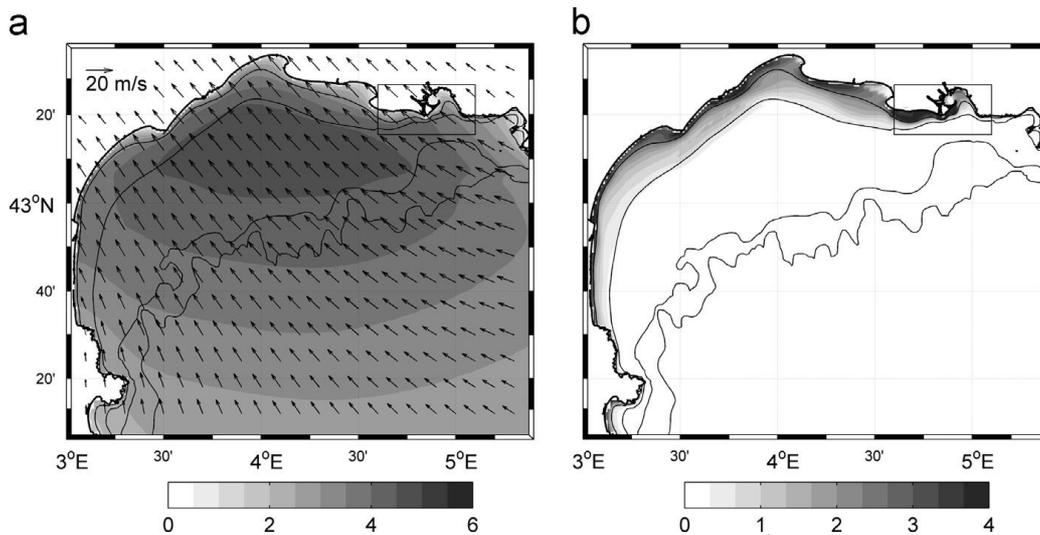
Figure II-18 : Distribution particulaire dans la couche néphéloïde de fond sur le plateau interne (colonne de gauche), le plateau médian (colonne centrale) et le plateau externe (colonne de droite). (a) Spectre de distribution des particules assemblé à partir de données LISST-100X (rouge) et de données LISST-HOLO (bleu). La courbe verte représente la distribution particulaire défloculée. (b) Exemples d'assemblage de particules à partir d'images capturées par le LISST-HOLO. Modifié de (Many et al., 2016).

### II.4.3.2 Remise en suspension des sédiments

Sur l'ensemble du plateau du GoL, les sédiments de surface peuvent être remis en suspension par l'action des courants de fond et des courants induits par les vagues. Cette resuspension engendre, sur le plateau, la formation et le déplacement d'une couche néphéloïde de fond d'une concentration de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$  pouvant atteindre une épaisseur d'environ 20 m (Aloisi et al., 1982; Durrieu de Madron et al., 1990; Durrieu de Madron and Panouse, 1996).

Les tempêtes de sud-est, engendrant des houles et des courants de fond importants, constituent le mécanisme majeur de la remise en suspension au niveau du plateau interne (Bourrin et al., 2008b; Dufois et al., 2008; Dufois et al., 2014; Ferré et al., 2008; Ferré et al., 2005; Guillén et al., 2006; Ulses et al., 2008a). Selon les simulations numériques de Dufois et al. (2014), couvrant deux tempêtes de sud-est successives engendrant des vagues de 4 à 5 m au milieu du GoL, des contraintes de cisaillement sur le fond atteignant  $4 \text{ N.m}^{-2}$  près de la côte et  $1 \text{ N.m}^{-2}$  au dessus de l'isobathe 50 m ont été calculées (Figure II-19). Environ 10 cm de sédiment ont été érodés en-dessous de l'isobathe 20 m et seulement 34 % des particules délivrées par le Rhône se sont déposées au niveau de son prodelta (*i.e.* sur environ  $30 \text{ km}^2$  en face de son embouchure).

Les conditions de vents *offshore* jouent également un rôle érosif dans le sens où ils génèrent des *upwellings* au niveau du plateau interne, dont les courants au niveau du fond peuvent être suffisant pour éroder du sédiment (Dufois, 2008). De même, les plongées d'eau dense au niveau des canyons sous-marin à la bordure du plateau peuvent remettre en suspension le sédiment (Ulses et al., 2008b). L'action de l'Homme, telle que le chalutage de fond, peut également générer des remises en suspension (Ferré et al., 2008; Verney et al., 2015a).



### II.4.3.3 Devenir des apports solides fluviaux

Les apports en sédiments fluviaux décrits dans la section II.4.1 sont généralement soit (i) piégés dans les deltas des fleuves côtiers et stockés sur le plateau, soit (ii) advectés en dehors du GoL *via* les structures turbides de surface (panache) ou de fond (néphéloïde) décrites plus haut dans ce chapitre.

#### *Stockage des sédiments du Rhône sur le plateau*

Selon Noël (1996), environ 54 % des sédiments rhodaniens sont piégés sur une surface de 30 km<sup>2</sup> au niveau du prodelta. Lansard (2005) estime que 85 % à 100 % de ces apports solides fluviaux sont stockés en face de l'embouchure du Rhône, sur une zone de 500 km<sup>2</sup>. De plus, selon Maillat et al. (2006), 90 % des apports solides ont été stockés dans la zone comprise entre 0 et 20 m lors de la crue de décembre 2003. Sachant que le Rhône délivre environ 80 % du total des apports solides dans le GoL, la description de la dynamique sédimentaire au niveau de son prodelta apparaît donc de grande importance pour l'étude de la dynamique sédimentaire sur l'ensemble du GoL.

Dufois (2008) propose les bilans de matières suivants à l'échelle de cette zone pour trois périodes : (cas 1) sur un mois, comprenant une crue centennale de 12000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (décembre 2003) ; (cas 2) sur 4 mois (novembre 2006 - février 2007) comprenant des épisodes de vagues et de débits importants et (cas 3) sur 3 mois (octobre 2007 - Janvier 2008), comprenant deux tempêtes de sud-est (Figure II-20).

- Cas (1) : 5 Mt de sédiments fins ont été apportées par le Grand Rhône sur cette période et les simulations montrent que seulement 20 % de cette quantité a été exportée hors de l'emprise du zoom (domaine représenté sur la Figure II-20c,d). Concernant les sables, le système est resté équilibré. Il convient tout de même de noter que les sables exportés ne sont pas ceux qui ont été apportés par le Rhône pendant cette période (0.56 Mt) mais issus d'apports antérieurs et stockés dans le prodelta.
- Cas (2) : pendant cette période, 27 % des 0.45 Mt de vases apportées par le Rhône a été stockée dans le domaine de l'emprise du zoom. 1 Mt de vases ont été exportées de ce domaine. La zone de déstockage principale de vase est localisée au niveau de l'isobathe 20 m.
- Cas (3) : chacune des tempêtes a contribué à l'export d'environ 2.1 Mt de sédiments hors de l'emprise du zoom. Sur l'ensemble de la période, 4.2 Mt de sédiments ont donc été exportés hors de ce domaine pour des apports Rhodaniens de 0.5 Mt. Seulement 34 % des MES apportées par le Rhône ont été stockées dans ce domaine. La majorité des dépôts ont eu lieu entre les isobathes 5 m et 10 m.

Les résultats de simulations numériques de Dufois (2008) montrent un stockage sur le prodelta du Rhône de 27 % des apports sur (cas 1) 4 mois de simulation (novembre 2006 - février 2007) comprenant des épisodes de vagues et de débits importants, de 34 % sur (cas 2) 3 mois de simulation (novembre 2007 - Janvier 2008), comprenant deux tempêtes de sud-est et de 80 % durant (cas 3) la crue de décembre 2003 (débit d'environ  $12000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ces simulations permettent également d'estimer les exports de vases hors de la zone du prodelta (vases initialement présentes -  $V_s$  - + vases apportées par le Rhône -  $V_r$ ). Ainsi, pour le cas 1,  $(V_s, V_r) = (0.8, 1)$ , pour le cas 2,  $(V_s, V_r) = (0.6, 0.3)$  Mt et pour le cas 3,  $(V_s, V_r) = (2.7, 0.3)$  Mt.

### ***Export des sédiments hors du plateau du GoL***

Bien qu'une majorité des sédiments d'origine fluviale soit déposée sur le plateau, leurs temps de résidence sur ce dernier restent encore mal connus. En revanche, l'export de sédiments hors du plateau a, lui, pu être quantifié à travers plusieurs études.

Pour la période de simulation de la crue de décembre 2003, les résultats de modélisation de Dufois (2008) indiquent que 11 % des vases apportées par le Rhône (Grand et Petit) pendant l'évènement ont été exportés du Golfe du Lion. Pour la période de simulation de 3 mois (novembre 2007 - Janvier 2008) comprenant deux tempêtes de sud-est, 50 % des MES issues du Rhône ont été exportées hors du Golfe du Lion. De novembre 2006 à février 2007, ce sont 60 % des MES issues du Rhône qui ont été exportées hors du Golfe du Lion et 1.44 Mt de vases déjà présentes sur le plateau ont été exportées vers le large (Figure II-20b,c). La différence notable entre les proportions d'apports rhodaniens exportés hors du plateau pour la crue de 2003 et les autres périodes est en partie expliquée par Dufois (2008) comme étant la conséquence des fortes concentrations en MES induites par la crue à l'embouchure du Rhône. En effet, la vitesse de chute est paramétrée, dans son modèle, de manière à prendre en compte les phénomènes de floculation et, par conséquent, augmenter cette dernière avec la concentration.

L'export des sédiments hors du plateau se réalise essentiellement *via* la couche néphéloïde de fond, alimentée par les remises en suspension induites par la circulation des eaux denses sur le plateau. En effet, cette circulation serait responsable d'une partie de l'érosion et du transport des sédiments du plateau vers le large. Leur formation, principalement observée lors de tempêtes, a également été démontrée pour des conditions plus calmes (Bourrin et al., 2008a; Bourrin et al., 2008b). Ces études ont également montré que les courants de fond moyens induits, de l'ordre de  $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , sont susceptibles de remettre de la matière en suspension. Ces particules, en suspension dans la couche de fond et advectées jusqu'au rebord du plateau, peuvent alors être exportés hors du plateau par un phénomène de *cascading*, (Allen and Durrieu de Madron, 2009; Canals et al., 2009; Canals et al., 2006; Durrieu de Madron et al., 2008; Palanques et al., 2012; Puig et al., 2013; Puig et al., 2008; Ulses et al., 2008b), principalement observé sur la partie sud-ouest du plateau (Durrieu de Madron et al., 1990; Heussner et al., 2006; Puig et al., 2008; Ulses et al., 2008b).

Selon les simulations sur six mois (de novembre 2003 à mai 2004) de Ulses et al. (2008b), 41 % de l'export total de sédiments a eu lieu au niveau du canyon du Cap de Creus. Ces flux présentent une grande variabilité saisonnière et interannuelle. Leur variabilité saisonnière peut s'expliquer par la variabilité du stock de MES sur le plateau. En effet, les périodes hivernales apportent significativement plus de sédiments fluviaux en suspension et/ou de sédiments remobilisés par les coups de vent de sud-est. Les simulations de Ulses et al. (2008a) indiquent que, durant une période comprenant une tempête de sud-est et une période de relaxation de 4 semaines, environ 3.8 Mt de sédiments ont été exportées en dehors du Golfe. Cette quantité représente 35 % du maximum de MES disponibles sur cette période, résultant à la fois des apports fluviaux et des remises en suspension. La variabilité interannuelle peut s'expliquer par la variabilité des conditions extrêmes de remise en suspension et d'apports fluviaux (fréquence et intensité des crues et des tempêtes de sud-est). Par exemple, la quantité de sédiment exportée sur la période simulée par Ferré et al. (2008) de novembre 1998 à mars 1999 (5.7 Mt) a été plus faible que sur la période comparable des simulations de Ulses et al. (2008a), de novembre 2003 à mai 2004 (9.1 Mt), différence expliquée par les auteurs comme étant due au fait que la période de simulation de Ulses et al. (2008a) couvre des épisodes de crue plus intenses et des coups de vent

de sud-est plus énergétiques que pour les simulations de Ferré et al. (2008). Durant les années pauvres en évènements énergétiques de ce type, le plateau est à même de se remplir de sédiments. En effet, Lapouyade and Durrieu de Madron (2001) ont par exemple montré que 1.9 Mt ont été exportées lors d'une année calme, ce qui est en-dessous des différentes estimations de flux d'apports sédimentaires annuels exposées dans la section II.4.1.

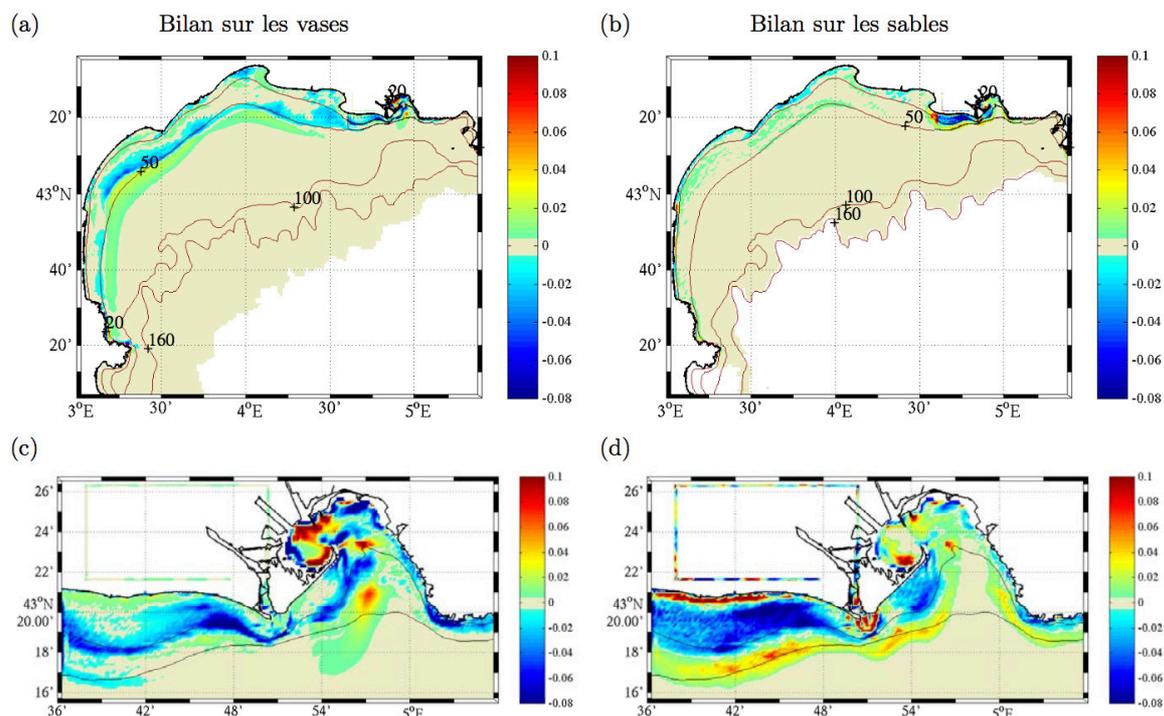


Figure II-20 : Bilan érosions/dépôts (en m) de (a)(c) vases et de (b)(d) sables entre le 28 octobre 2007 et le 30 janvier 2008 (Dufois, 2008).

## II.5 Synthèse

Ce chapitre brosse l'état des lieux des connaissances sur la dynamique sédimentaire dans le Golfe du Lion, montre les avancées réalisées ces dernières années dans ce domaine et met en lumière l'intérêt de la modélisation hydro-sédimentaire. Cette synthèse souligne également les enjeux d'importance pour une meilleure compréhension des processus sédimentaires décrits par les modèles. Alors que l'érosion des sédiments de fond est un processus qui apparaît relativement bien décrit sur la zone d'étude, il ressort de ce chapitre que le comportement des particules dans la colonne d'eau reste mal appréhendé, malgré le nombre d'études réalisées. C'est notamment le cas de leur vitesse de chute, paramètre clef de la modélisation hydrosédimentaire. Ce paramètre n'étant pas facilement mesurable directement, une estimation correcte de ce dernier passe forcément par une meilleure caractérisation des particules, et plus particulièrement dans le panache du Rhône.

**L'objectif de ce travail de thèse consiste à décrire et modéliser le comportement des MES et leur variabilité spatio-temporelle au sein d'un compartiment clef du Golfe du Lion : le panache du Rhône.**

Répondre à cet objectif nécessite d'appréhender la dynamique des MES à diverses échelles spatiales (de la particule au panache turbide) et temporelles (de l'évènement à l'année). Dans ce contexte, des outils complémentaires seront mobilisés :

- l'observation *in situ* des caractéristiques des MES, pour différentes conditions hydrologiques, tant en terme de concentration en MES que du spectre en classe de taille et de la densité des particules, afin d'évaluer *in fine* la variabilité des vitesses de chute des MES ;

- la valorisation des archives de télédétection de la couleur de l'eau, avec le développement d'un outil innovant d'analyse des métriques caractéristiques du panache, afin d'étudier sa variabilité tant basse fréquence (annuelle) que haute fréquence (événement) en fonction des forçages hydrométéorologiques ;
- l'implémentation, au sein d'un modèle hydrosédimentaire déployé sur la zone d'étude, des connaissances acquises sur les caractéristiques des MES, et en particulier leur vitesse de chute. Ces simulations seront ensuite confrontées aux observations *in situ* et satellite, permettant de tester les performances du modèle.



## Chapitre III Variabilité spatio-temporelle des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône : synthèse des observations *in situ* de 2011 à 2016

### III.1 Introduction

Ce chapitre constitue une synthèse des observations *in situ* réalisées à proximité de l'embouchure du Rhône entre 2011 et 2016. L'analyse de ce vaste jeu de données a pour principaux objectifs :

- de mieux connaître les distributions des MES à l'embouchure du Rhône, et plus particulièrement la distribution spatiale du panache (épaisseur, étalement) en fonction des forçages hydro-météorologiques,
- de déterminer les caractéristiques physiques de ces MES contrôlant la dynamique sédimentaire (concentration, diamètre, densité, vitesse de chute) en fonction des forçages hydrométéorologiques et étudier leur variabilité spatiale, que ce soit sur la verticale (dans le panache, dans le néphéloïde de fond...) ou en 2D (zone du panache proche de l'embouchure ou plus éloignée de la côte),
- et d'identifier les relations éventuelles entre la vitesse de chute des particules, paramètre clef de la modélisation sédimentaire, et les paramètres hydrologiques ou biogéochimiques (ex : concentration en MES, salinité ou chlorophylle-a).

### III.2 Campagnes et méthodologie d'observation

Afin de caractériser au mieux les MES dans le Golfe du Lion, des campagnes régulières ont été menées depuis 2011, selon un protocole expérimental le plus proche possible d'une campagne à l'autre, présenté en ANNEXE B. Les mesures ont été réalisées principalement en face de l'embouchure du Rhône, dans la zone du panache, caractérisée par un fort gradient hydrosédimentaire. Les différentes campagnes sont reportées dans le Tableau 2.

Les principaux paramètres physiques des MES analysés dans ce chapitre sont leur concentration dans l'eau de mer ainsi que leur distribution volumique en classe de taille. Ces paramètres permettront par la suite d'en déduire des diamètres médians de particules ( $d_{50}$  - en  $\mu\text{m}$ ), des densités représentatives de la population de MES ( $\rho_f$  - en  $\text{kg.m}^{-3}$ ), et des vitesses de chute ( $W_s$  - en  $\text{mm.s}^{-1}$ ) associées. La distribution en classe de taille des MES peut être observée par des mesures de granulométrie laser (dans le cadre de cette thèse, avec des LISST-100X). Leur concentration peut être obtenue directement en filtrant des échantillons d'eau prélevés *in situ* mais cette mesure reste ponctuelle spatialement et temporellement. La concentration en MES sur l'ensemble de la colonne d'eau et à haute fréquence peut être mesurée indirectement grâce à des capteurs optiques permettant de mesurer l'intensité d'un signal rétrodiffusé par les particules en suspension. Ce signal est par la suite converti en concentration en MES après étalonnage avec les mesures directes (voir section III.2.4.2).

La vitesse de chute des MES dépend directement de leurs caractéristiques physiques (taille, densité) et donc des processus de floculation et de défloculation pouvant avoir lieu dans la partie aval du fleuve, à son embouchure ou en zone côtière. Ces processus sont en lien avec la turbulence du milieu, la concentration en MES, certains paramètres physico-chimiques comme la salinité ou encore la matière organique (Thill, 1999; Thill et al., 2001; Verney, 2006). Afin d'essayer d'établir des relations entre les caractéristiques physiques des MES et ces différents paramètres, la salinité ou encore la fluorimétrie du milieu (proxy de l'activité biologique) ont également été mesurées en parallèle de la concentration et de la distribution en taille des MES.

Ces campagnes étant le fruit de collaborations entre instituts (IFREMER, CEFREM, LOV), un nombre important d'instruments de mesure a pu être déployé (ANNEXE B). L'accent ne sera mis dans ce manuscrit que sur les instruments essentiels pour ce travail de thèse : (i) la CTD, permettant de mesurer les paramètres hydrologiques (température, salinité) ; (ii) les capteurs optiques, permettant de collecter des données de turbidité et de fluorimétrie ; et (iii) les granulomètres laser, permettant d'obtenir le spectre de tailles des MES échantillonnées.

### III.2.1 Stratégie d'échantillonnage

La majorité des campagnes se sont déroulées en hiver (mois de janvier-février – Tableau 2) afin d'avoir le plus de probabilités de mesurer les effets d'une crue, événements majeurs des transferts sédimentaires dans le GoL. D'autres se sont déroulées sur différents mois de l'année afin d'évaluer une possible variabilité saisonnière des caractéristiques physiques des floes et couvrir une gamme de débits étendue (de  $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à  $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Seuls des débits moyens (entre  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) ont moins souvent été enregistrés (Figure III-1). Afin d'étudier la variabilité spatiale des MES, deux types de radiales sont effectuées : deux radiales ( $R1$  et  $R3$ ) d'est en ouest (le long des isobathes 30 m et 50 m) et une radiale nord-sud ( $R2$  - également identifiée par  $St$ ), ces différentes radiales étant assez étendues pour contenir des informations dans et hors la zone d'influence du panache (Figure III-2). Dans ce travail de thèse, l'accent a été placé sur la radiale nord-sud, axe privilégié de l'extension du panache.

| Campagne     | Mois             | Année |
|--------------|------------------|-------|
| RHOMA 1      | Mars             | 2011  |
| RHOMA 3      | Octobre          | 2011  |
| MERMEX 1 & 2 | Mars             | 2012  |
| MERMEX 3     | Août - Septembre | 2012  |
| TUCPA 1      | Janvier          | 2014  |
| TUCPA 2      | Février          | 2014  |
| PLUMRHO 1    | Février          | 2015  |
| PLUMRHO 2    | Février          | 2015  |
| MATUGLI 2    | Février          | 2016  |
| MATUGLI 4    | Mai              | 2016  |
| MATUGLI 5    | Août             | 2016  |
| MATUGLI 6    | Novembre         | 2016  |

Tableau 2 : récapitulatif des campagnes en mer réalisées depuis 2011 à proximité de l'embouchure de Rhône et dont les données ont été utilisées au cours de ce travail de thèse. En vert sont indiquées les campagnes s'étant déroulées pendant la durée de la thèse.

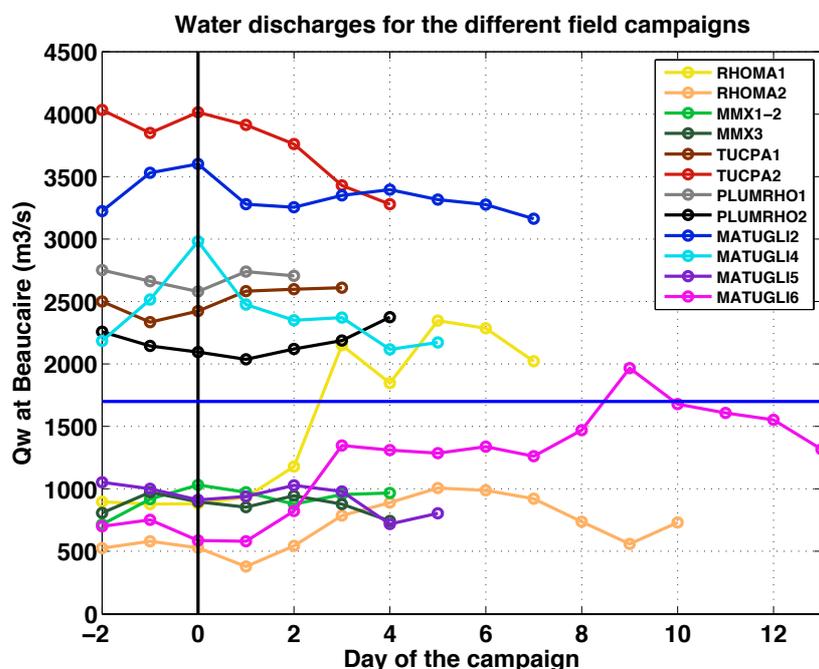


Figure III-1 : Chroniques des débits du Rhône pour la durée de chaque campagne. La droite verticale noire représente le début des campagnes et la droite horizontale bleue la valeur du débit moyen du Rhône à Beaucaire ( $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

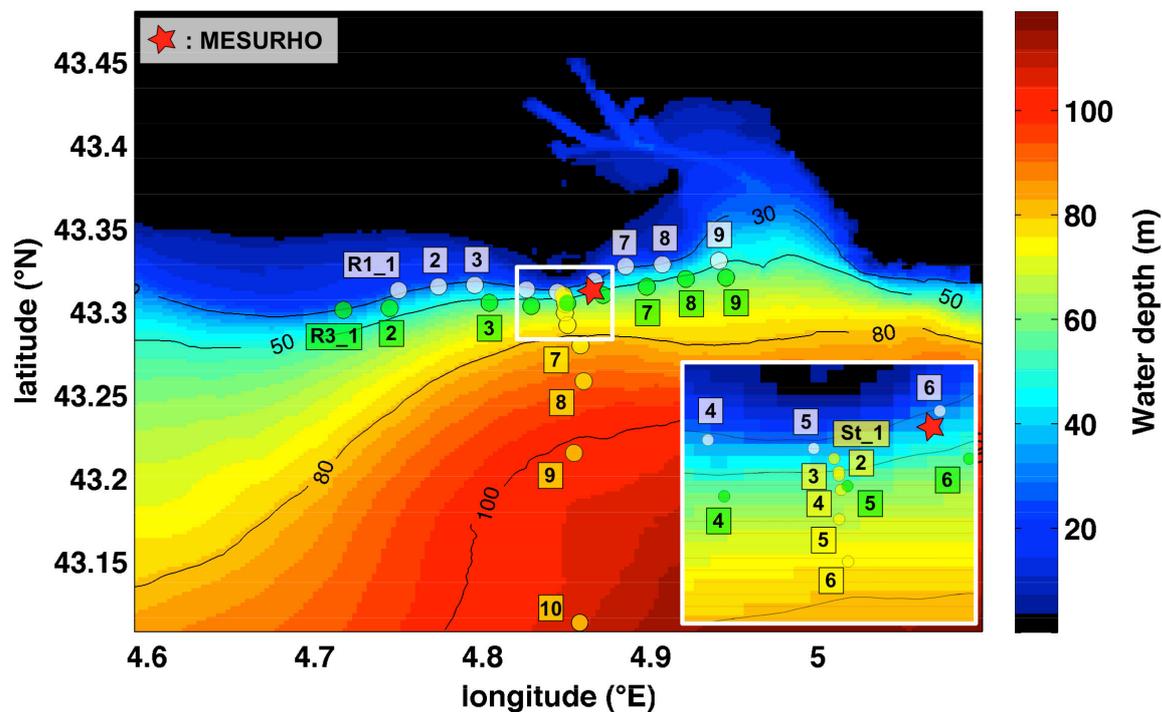


Figure III-2 : Géolocalisation des stations hydrographiques. Les contours noirs représentent les isobathes 50 m, 80 m et 100 m.

## III.2.2 Prélèvements d'eau de mer et filtration

### III.2.2.1 Prélèvements

L'eau de mer est prélevée grâce à des bouteilles Niskin, bouteilles cylindriques en PVC équipées de clapets à chaque extrémité afin de la fermer hermétiquement. Elles sont utilisées pour échantillonner de l'eau de mer à une profondeur voulue sans danger de mélange avec les eaux des autres profondeurs (Figure III-3b). Les bouteilles peuvent être montées en série sur des rosettes munies de déclencheurs activés depuis le navire par impulsion électrique (Figure III-3a). Cette technique permet d'échantillonner l'eau à plusieurs profondeurs le long d'un même profil.

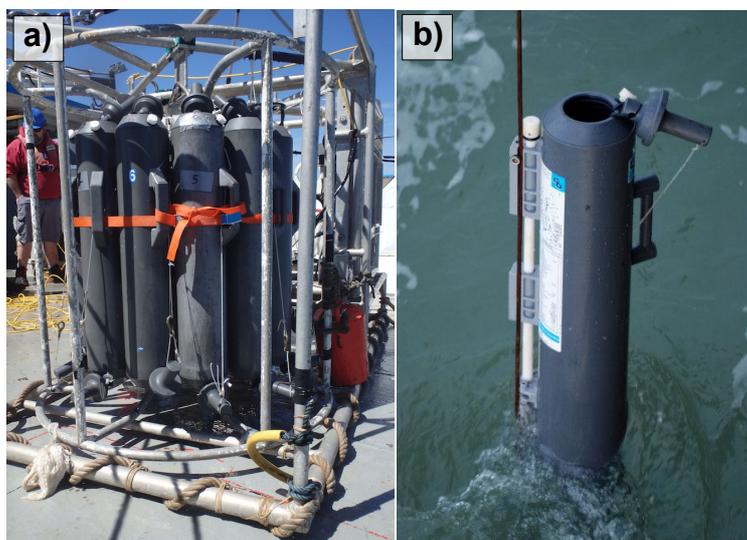


Figure III-3 : (a) bouteilles Niskin montées en série sur une rosette et (b) une bouteille Niskin individuelle reliée à un câble de descente.

### III.2.2.2 Filtration

Afin d'obtenir la concentration massique en particules dans l'eau, le volume prélevé est filtré. Le filtre utilisé, pesé avant la campagne, est de nouveau pesé après filtration et la concentration en MES ( $C$ ) est donnée par :

$$C = \frac{(mf - mf_0)}{Vf} \quad \text{Eq. 1}$$

où  $mf_0$  la masse du filtre avant filtration,  $mf$  la masse du filtre après filtration et  $Vf$  le volume filtré.

Les filtrations sont effectuées pendant les campagnes, après chaque prélèvement en station (Figure III-4). Avant la filtration, le filtre est rincé à l'eau distillée, tout comme la tulipe, sur laquelle peuvent demeurer des cristaux de sel. Après la filtration, il est également nécessaire de rincer de nouveau la tulipe et le filtre à l'eau distillée car de la matière peut se déposer sur la paroi de la tulipe et il est nécessaire d'enlever au maximum l'eau salée pouvant demeurer sur le filtre. Entre la phase de prélèvement et la phase de filtration, une attention particulière doit être portée à l'homogénéisation continue de l'échantillon.

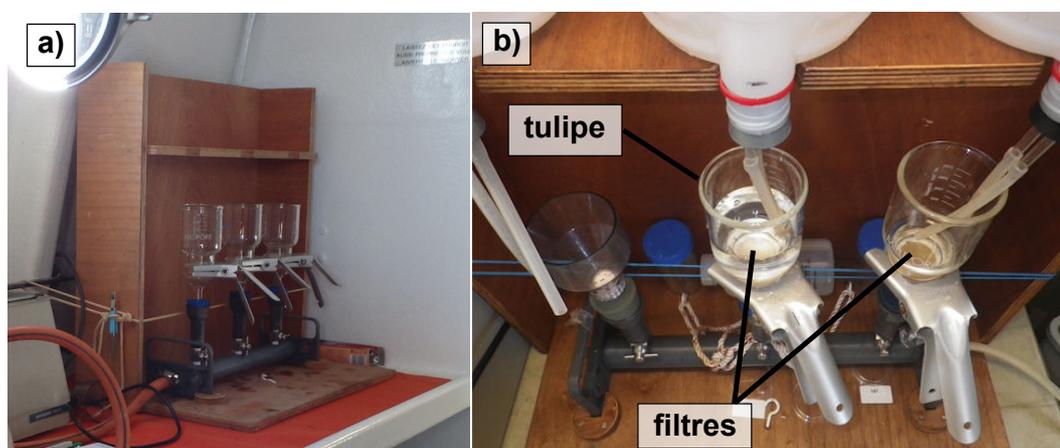


Figure III-4 : banc de filtration utilisé lors des campagnes (a) avant lancement des manipulations et (b) en cours de filtration.

### III.2.3 Mesure des paramètres hydrologiques : CTD

Une CTD (Figure III-5) est un instrument mesurant la conductivité, la température et la profondeur de l'eau. La salinité est estimée à partir de la conductivité et de la température. Les CTD peuvent être déployées pour réaliser des profils verticaux, comme ici, ou bien en station fixe (sur la bouée instrumentée Mesurho par exemple).

La conductivité est une mesure de la capacité de l'eau à conduire un courant électrique. En fonction de la résistance de l'échantillon d'eau à un courant électrique, il est possible de déduire une quantité de minéraux dissous et, conjointement à la température et la pression, de calculer la salinité. La conductivité est mesurée en Siemens par mètre ( $S.m^{-1}$ ) et la salinité est généralement exprimée en PSU (*Practical Salinity Units*). La température est mesurée par un thermistor et est donnée en degrés Celsius ( $^{\circ}C$ ). La pression est mesurée par une jauge contenant une bobine de fil en métal (ou un métal liquide) qui se compressera plus ou moins selon la pression exercée par le milieu. La pression et la profondeur étant directement liées sous l'eau, la pression exercée sur la jauge donnera une information sur la profondeur. La pression est généralement mesurée en décibar, équivalent à un mètre d'eau (e.g. 50 dbar  $\sim$  50 m).

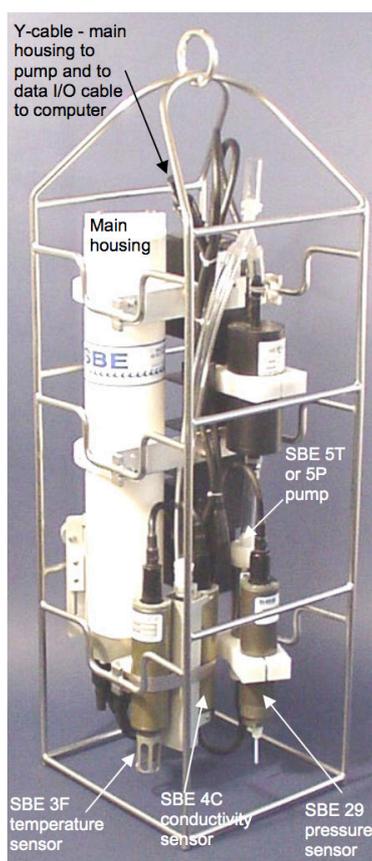


Figure III-5 : Description de différents éléments composant une cage CTD classique (figure extraite du manuel utilisateur de la sonde CTD SBE25 - Sea-Bird Electronics, Inc.).

## III.2.4 Mesure de la turbidité et estimation de la concentration en MES : capteurs optiques

### III.2.4.1 Mesure de la turbidité

Les capteurs optiques de mesure de turbidité fonctionnent tous sur le même principe de diffusion/dispersion de l'énergie lumineuse. Une diode émet une onde monochromatique de longueur d'onde  $\lambda$  diffusée (réfléchi, réfractée et diffractée) par les particules présentes dans l'échantillon d'eau. Un capteur (photodiode) reçoit alors une fraction de cette onde et transforme ce signal lumineux en signal électrique. Le capteur peut être placé en regard de l'émetteur et mesure la fraction de l'onde transmise à travers l'ensemble de l'échantillon, ou bien au niveau de ce dernier, mesurant alors la fraction de l'onde incidente qui est retournée dans la direction d'où elle provient (rétrodiffusion - *backscattering*). La mesure de turbidité est calibrée en usine en unités néphéométriques de turbidité (NTU), et contrôlée régulièrement par des vérifications métrologiques au laboratoire, *via* des solutions de concentrations croissantes de formazine.

Le capteur optique le plus utilisé lors des campagnes en mer couvrant ce travail de thèse est l'OBS3+, émettant à une longueur d'onde de 850 nm et dont la photodiode récupère le signal rétrodiffusé par les particules à des angles de 90° à 165°. Ce capteur peut intégrer le signal jusqu'à 50 cm en eaux claires (Figure III-6). Il possède deux sorties : une de haut gain, pour les eaux de concentration faible, et une de plus faible gain, pour les eaux de concentration élevée. Il est directement relié à la CTD, peut mesurer à une fréquence allant jusqu'à 10 Hz et possède une incertitude de mesure de 2 % de la lecture, ou de l'ordre de 0.5 NTU. D'autres capteurs ont également été déployés pour la mesure de turbidité lors des campagnes (Wetlabs-FLNTUSB), ayant une longueur d'onde d'émission de 700 nm.

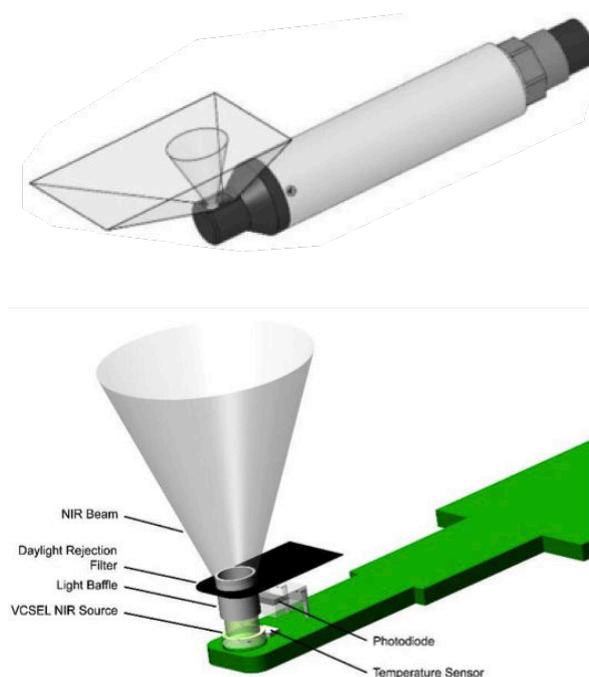


Figure III-6 : Schéma conceptuel du capteur OBS3+ (figure extraite du manuel opérateur de l'OBS3+ - Campbell Scientific, Inc.).

### III.2.4.2 Évaluation de la concentration en MES : calibration des capteurs optiques

La méthode utilisée pour calibrer les capteurs de turbidité repose sur l'association de prélèvements *in situ* et de mesures de turbidité ponctuelles. Un procédé de tests de combinaisons de coefficients de calibration sur un jeu de données divisé en échantillons représentatifs de la gamme de mesure permet de prendre en compte la variabilité interne du jeu de données et donner moins de poids aux valeurs "extrêmes" (Druine et al., submitted). Ce procédé se divise en ces quatre étapes (illustrées par un exemple sur la Figure III-7 - données non associées à ce travail de thèse) :

1. Plusieurs sous-échantillons ( $S_i$ ) du jeu de données sont créés par gamme de turbidité mesurée, constituant un nouveau jeu de données (dans l'exemple, les sous-échantillons sont au nombre de 8). Un nombre minimum d'éléments est imposé pour chaque sous-échantillon (égal à 3 dans l'exemple).
2. Pour chaque sous-échantillon, un élément est sélectionné aléatoirement pour représenter ce dernier dans le calcul du coefficient de calibration  $a$ , coefficient directeur de la droite affine passant par l'origine liant turbidité et concentration en MES (le signal est supposé être préalablement traité afin d'écartier les biais de mesure). Dans l'exemple, 8 points (un par sous-échantillon) sont considérés dans ce calcul.
3. L'étape 2 est répétée pour toutes les combinaisons possibles (dans l'exemple,  $3^8 = 6561$  combinaisons) mais peut être plafonné dans le cas où le nombre de combinaisons serait trop important.
4. Finalement, le coefficient médian est sélectionné et la RMSE associée est calculée.

Les résultats de calibration des capteurs optiques pour chaque campagne sont répertoriés dans le Tableau 3 et les courbes associées aux données sont visibles sur la Figure III-7.

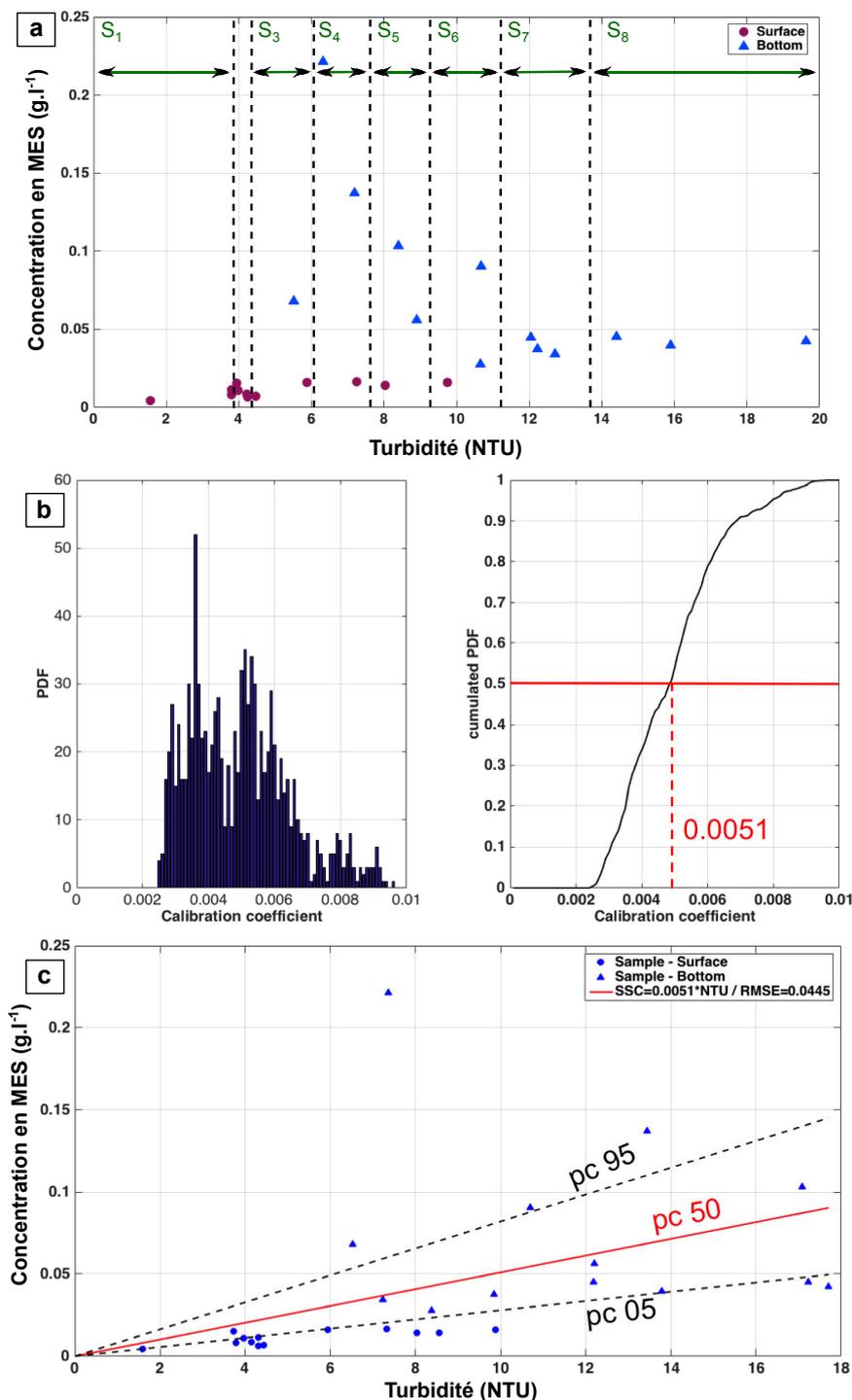


Figure III-7 : Méthode de calibration des capteurs de turbidité. Données issues de mesures effectuées dans l'estuaire de la Seine (Chapalain et al., 2016). (a) Séparation du jeu de donnée en différents sous-échantillons. (b) résultats statistiques des différents tirages (valeur médiane en rouge) et (c) droite de calibration (coefficient médian - en rouge) bornée par les droites associées aux centiles 5 et 95 du coefficient (pointillés noirs).

Compte tenu du grand nombre de campagnes réalisées, le choix entre une calibration unique et une calibration par campagne s'est posé. Afin d'évaluer la pertinence d'une courbe de calibration unique, les deux méthodes ont été testées et évaluées. Les différents coefficients et RMSE sont répertoriés dans le Tableau 3 et les différentes courbes de calibration sont visibles sur les Figure III-8 et Figure III-9. Les résultats de calibration du capteur OBS3+ étant en moyenne de meilleure qualité que ceux des capteurs FLNTUSB

(RMSE plus faible), ce sont les premiers qui ont été choisis lorsque les mesures le permettaient (e.g. le capteur OBS3+ ayant dysfonctionné lors de la campagne TUCPA 1, ce sont les résultats de calibration du capteur FLNTUSB correspondant qui ont été choisis). Une calibration par campagne a finalement été retenue car les coefficients montrent une certaine variabilité avec des coefficients de calibration s'étendant de 1.6 (RHOMA 2) à 3.5 (PLUMRHO 1). Il est notable que les relations de calibration globales (toutes les campagnes) pour chaque capteur montrent des résultats satisfaisants, avec des valeurs de RMSE de 3.9 mg.l<sup>-1</sup> et 5.98 mg.l<sup>-1</sup> pour l'OBS3+ et les capteurs FLNTUSB, respectivement. Les relations de calibration des campagnes RHOMA 2, MMX 1-2 et MATUGLI 6 sont à considérer avec précaution puisqu'elles ne couvrent qu'une faible gamme de valeurs de concentrations en MES (valeurs inférieures à 6 mg.l<sup>-1</sup>).

| Campagne      | OBS3+       |                            | FLNTUSB     |                            |
|---------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|
|               | coefficient | RMSE (mg.l <sup>-1</sup> ) | coefficient | RMSE (mg.l <sup>-1</sup> ) |
| RHOMA 1       | 2.1         | 1.37                       | n.a.        | n.a.                       |
| RHOMA 2       | 1.6         | 1.20                       | n.a.        | n.a.                       |
| MMX 1-2       | 3.0         | 2.04                       | 4.1         | 2.54                       |
| MMX 3         | 2.0         | 2.37                       | 2.0         | 2.20                       |
| TUCPA 1       | n.a.        | n.a.                       | 3.0         | 7.04                       |
| TUCPA 2       | 2.0         | 8.06                       | 2.6         | 10.2                       |
| PLUMRHO 1     | 3.5         | 1.92                       | 1.0         | 3.12                       |
| PLUMRHO 2     | 1.1         | 2.68                       | 2.1         | 1.41                       |
| MATUGLI 2     | 2.1         | 4.19                       | 1.8         | 5.82                       |
| MATUGLI 4     | 2.2         | 2.19                       | 2.4         | 2.21                       |
| MATUGLI 5     | 1.5         | 1.09                       | 2.3         | 1.24                       |
| MATUGLI 6     | 1.8         | 0.63                       | 2.1         | 0.79                       |
| ALL CAMPAIGNS | 2.0         | 3.90                       | 2.1         | 5.98                       |

Tableau 3 : récapitulatif des coefficients de calibration des capteurs optiques de turbidité et des valeurs de RMSE (mg.l<sup>-1</sup>) associées.

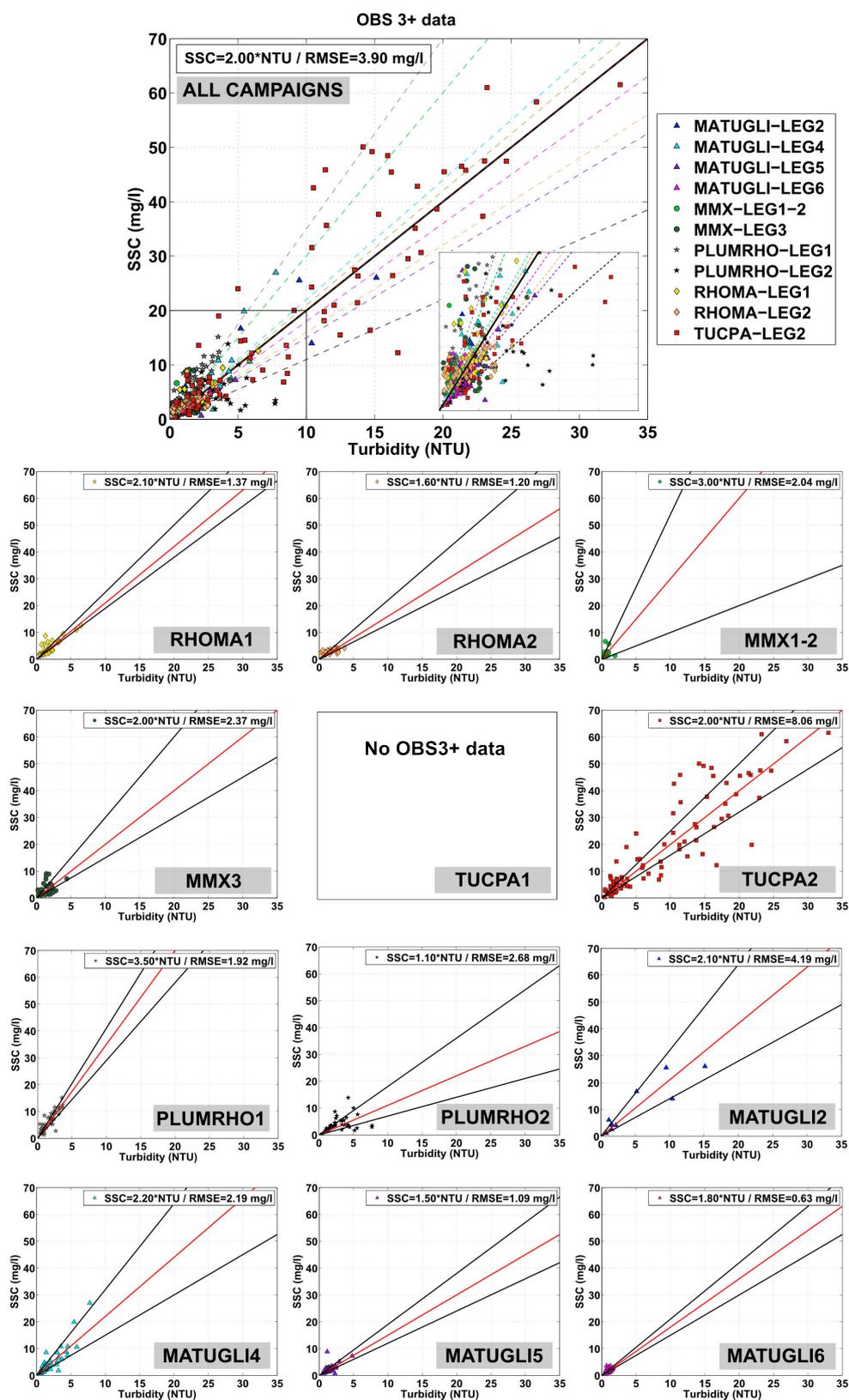


Figure III-8 : Récapitulatif des calibrations du capteur OBS3+. Pour chaque campagne, la droite de calibration est tracée en rouge (coefficient de calibration médian) et bornée par les droites associées aux centiles 5 et 95 du coefficient de calibration (droites noires). Chacune de ces relations est tracée en pointillés et en couleur sur le graphe en haut de figure, présentant l'ensemble des données et la courbe de calibration globale (en noir).

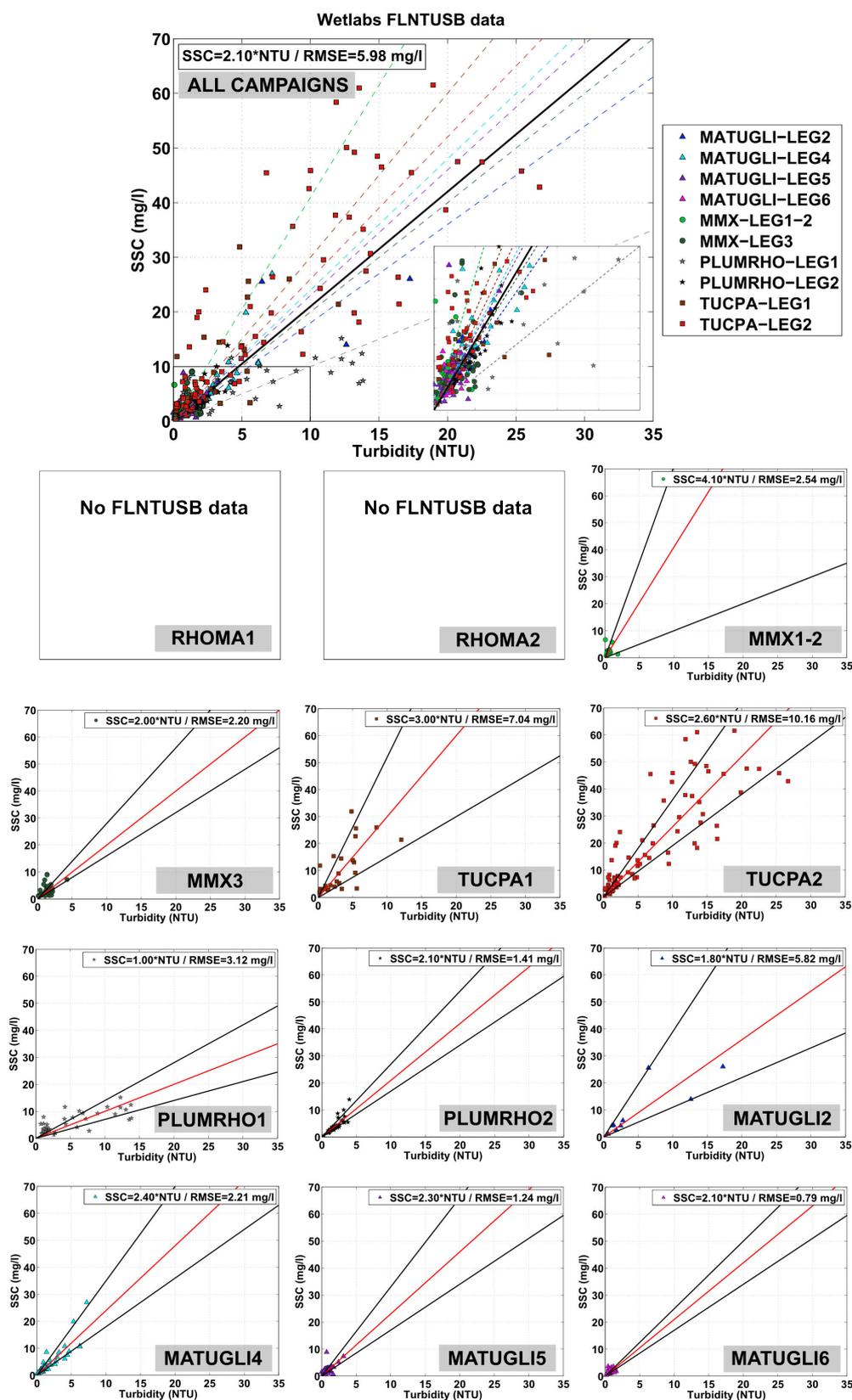


Figure III-9 : calibrations des capteurs FLNTUSB. Pour chaque campagne, la droite de calibration est tracée en rouge (coefficient de calibration médian) et bornée par les droites associées aux centiles 5 et 95 du coefficient de calibration (droites noires). Chacune de ces relations est tracée en pointillés et en couleur sur le graphe en haut de figure, présentant l'ensemble des données et la courbe de calibration globale (en noir).

### III.2.5 Mesure de la taille des particules : granulomètre laser LISST-100X

La distribution en taille des particules est une propriété essentielle pour l'étude du transport sédimentaire. Des instruments optiques basés sur la diffraction de la lumière ont été développés ces dernières années (Agrawal et al., 2008; Agrawal and Pottsmith, 2000) afin de collecter ce type de données *in situ*. C'est notamment le cas des granulomètres laser LISST-100X (*Laser In-Situ Scattering and Transmissiometry*). Ces instruments permettent d'enregistrer la concentration volumique, *i.e.* le volume qu'occupe une population de particules dans un volume échantillonné, pour 32 classes de taille de particule différentes.

Pour les LISST-100X utilisés lors des campagnes en mer, de type C (Figure III-10), un faisceau lumineux de longueur d'onde de 670 nm est émis et passe à travers l'échantillon d'eau avant d'être détecté sur un dispositif constitué de 32 anneaux concentriques, représentatifs de 32 classes de taille de particules (de 2  $\mu\text{m}$  à 360  $\mu\text{m}$  - hypothèse de particules de forme irrégulière pour le traitement des données LISST - voir Tableau 4).

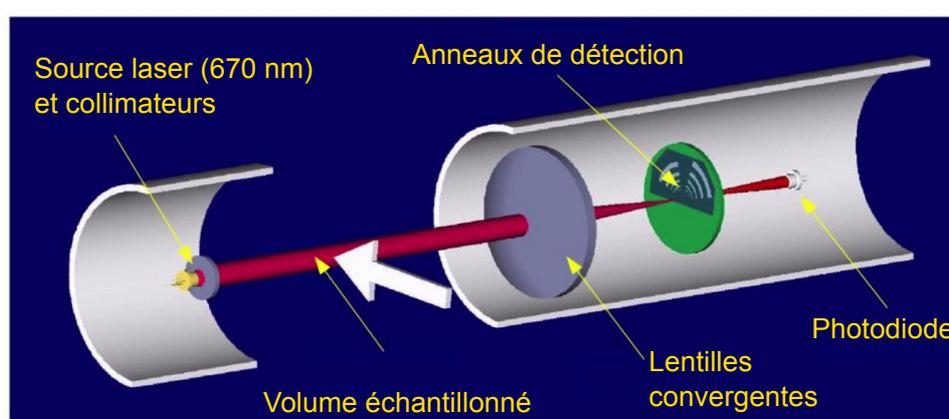


Figure III-10 : Schéma conceptuel d'un granulomètre LISST-100X (figure retravaillée du manuel utilisateur du LISST-100 type C - Sequoia, Inc.).

|                     |      |      |      |      |      |      |      |      |     |     |      |      |      |      |      |      |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|
| Anneau              | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9   | 10  | 11   | 12   | 13   | 14   | 15   | 16   |
| d ( $\mu\text{m}$ ) | 2,1  | 2,4  | 2,9  | 3,4  | 4,0  | 4,7  | 5,6  | 6,6  | 7,8 | 9,2 | 10,9 | 12,8 | 15,1 | 17,9 | 21,1 | 24,9 |
| Anneau              | 17   | 18   | 19   | 20   | 21   | 22   | 23   | 24   | 25  | 26  | 27   | 28   | 29   | 30   | 31   | 32   |
| d ( $\mu\text{m}$ ) | 29,5 | 34,8 | 41,1 | 48,5 | 57,3 | 67,7 | 79,9 | 94,3 | 111 | 132 | 155  | 183  | 217  | 256  | 302  | 357  |

Tableau 4 : Moyennes des classes de tailles associées aux 32 anneaux du LISST-100X.

### III.2.6 Calcul des paramètres physiques représentatifs

#### III.2.6.1 Diamètre médian ( $d_{50}$ )

Les mesures des concentrations volumiques des MES par le LISST-100X permettent de déterminer le diamètre médian des particules en présence. En effet, à partir d'un spectre de distribution volumique par classe de taille, il est possible de déterminer la classe de taille de particule pour laquelle 50 % des MES présentes dans l'échantillon d'eau a un diamètre inférieur ou égal à la valeur de cette classe (Figure III-11).

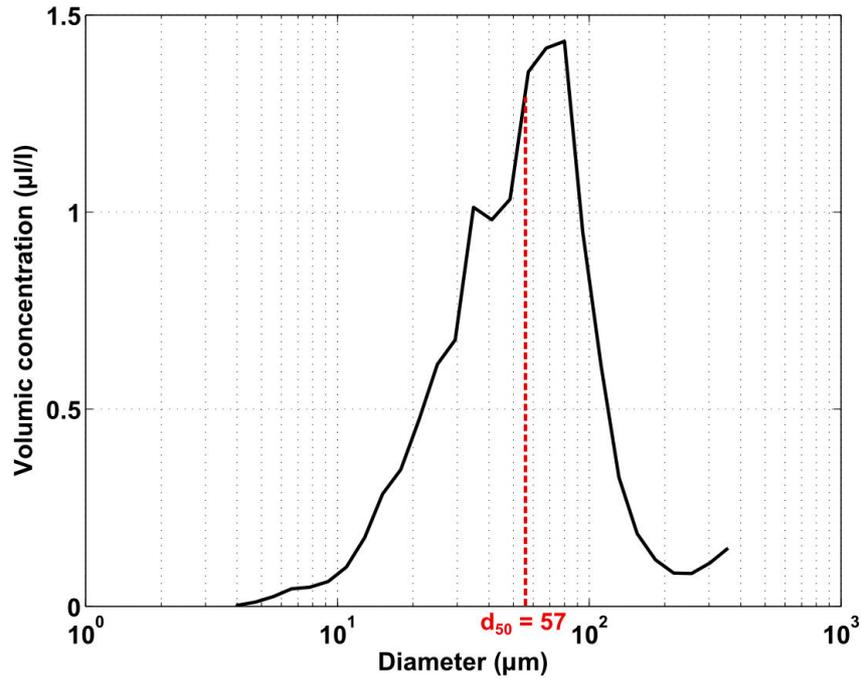


Figure III-11 : Exemple de distribution volumique par classe de particule (courbe bleue) et indication de la classe médiane (en rouge) pour la station MESURHO à 5 m sous la surface le 17 février 2014 (TUCPA 2).

### III.2.6.2 Excès de densité ( $\Delta\rho$ )

L'excès de densité des floes ( $\Delta\rho$ ) peut être calculé de différentes manières. L'approche la plus directe consiste à l'exprimer comme le rapport entre la concentration massique ( $C_{mass}$  - en  $\text{kg.m}^{-3}$ ) et la concentration volumique ( $C_{vol}$  - en  $\mu\text{l.l}^{-1}$ ) :

$$\Delta\rho = \rho_f - \rho_w = \frac{C_{mass}}{C_{vol}} \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) \quad \text{Eq. 2}$$

où  $\rho_f$ ,  $\rho_w$  (typiquement  $1025 \text{ kg.m}^{-3}$ ) et  $\rho_s$  (typiquement  $2600 \text{ kg.m}^{-3}$ ) sont les densités des floes, de l'eau et des particules primaires, respectivement.

En pratique, la concentration volumique est donnée par le LISST-100X (somme des concentrations volumiques par classe de taille) et la concentration massique est issue de la mesure calibrée des capteurs optiques de turbidité.

Une autre approche consiste à la calculer en décrivant les floes de façon fractale (Kranenburg, 1994). L'excès de densité des floes peut alors être exprimé comme suit :

$$\Delta\rho = (\rho_s - \rho_w) \left(\frac{D_p}{D_f}\right)^{3-n_f} \quad \text{Eq. 3}$$

où  $D_p$  et  $D_f$  sont les diamètres des particules primaires et des floes, respectivement.  $n_f$  représente le nombre fractal (ou dimension fractale) associé aux floes. Ce nombre peut varier de 1 (filament) à 3 (sphère compacte) et est généralement compris entre 1.4 et 2.5 (Dyer and Manning, 1999; Fettweis, 2008; Kranenburg, 1994; Ten Brinke and Dronkers, 1993; Winterwerp et al., 2006).

En pratique, lorsqu'aucune image des floes n'est disponible, le nombre fractal est déterminé à partir des mesures de concentrations volumiques par classe de taille et des mesures de concentration massique. En effet, il est possible, d'après l'équation Eq. 4, d'exprimer la concentration massique comme :

$$C_{mass} = \sum_{i=1}^k \rho_s C_{vol_i} + \sum_{i=k+1}^{32} \frac{(\rho_s - \rho_w)}{(1 - \rho_w/\rho_s)} \left(\frac{D_p}{D_i}\right)^{3-n_f} C_{vol_i} \quad \text{Eq. 4}$$

où  $D_i$  représente la moyenne de la  $i$ -ème classe de taille (pour le LISST-100X,  $i$  est un entier compris dans [1 ; 32]), calculé à partir des mesures du LISST-100X, et  $k$  est le numéro de classe associée au diamètre d'une particule primaire. Plusieurs nombres fractaux sont alors testés et celui permettant d'obtenir la valeur de  $C_{mass}$  la plus proche de la mesure est retenu.

Les deux approches ont été testées dans le cadre de ce travail de thèse mais c'est finalement la première qui a été retenue, afin d'éviter la propagation d'incertitudes liées à la détermination du nombre fractal et au choix de  $D_p$ . Ces choix peuvent toutefois être mieux contraints en utilisant des images acquises par caméras.

### III.2.6.3 Vitesse de chute ( $W_s$ )

Connaissant l'excès de densité des floes, il est possible de calculer leur vitesse de chute ( $W_s$  - en  $m.s^{-1}$ ). La formule de Stokes est, à cette fin, couramment utilisée :

$$W_{s1} = \frac{g}{18\mu} \Delta\rho D_f^2 \quad \text{Eq. 5}$$

où  $g$  est l'accélération de la gravité ( $\sim 9.81 m.s^{-2}$ ) et  $\mu$  la viscosité dynamique de l'eau (typiquement  $1.07.10^{-3} kg.m^{-1}.s^{-1}$ ).

Une formulation de la vitesse de chute similaire, prenant en compte la turbulence engendrée par les floes est donnée par Winterwerp (1998) et a été utilisée dans le cadre de ce travail de thèse :

$$W_s = W_{s1} \frac{1}{1 + 0.15 Re_p^{0.687}} \quad \text{Eq. 6}$$

avec  $Re_p = W_{s1} D_f \rho_w / \mu$  le nombre de Reynolds particulaire. Pour  $Re_p \ll 1$ ,  $W_s = W_{s1}$ .

## III.2.7 Informations sur le traitement des profils verticaux

### III.2.7.1 Constitution de la base de données

La quasi-totalité des données utilisées pour cette étude est issue de profils verticaux (383 profils sur l'ensemble des campagnes). Les différents instruments sont placés sur la même structure (voir ANNEXE B) et leur différence d'altitude est prise en compte dans les résultats présentés plus loin (*i.e.* chaque instrument est calé sur la même profondeur). Lors d'un profil, la structure est immergée à une profondeur de 1 m à 2 m pour stabiliser les capteurs, puis est remontée en surface pour effectuer une descente ( $0.2 m.s^{-1}$ ) jusqu'à environ 1 m du fond (valeur variable car la profondeur de descente est généralement déduite de la mesure directe du capteur de pression de la CTD et du sondeur du navire, faute d'avoir un altimètre sur la structure), pour ne pas endommager les instruments et remettre en suspension des sédiments. Elle est ensuite remontée à bord à la même vitesse qu'à la descente ( $0.2 m.s^{-1}$ ) pour augmenter le nombre d'acquisitions des instruments par tranche d'eau.

Les données recueillies sont moyennées sur des tranches d'eau de 50 cm pour chaque instrument et le profil correspondant à la remontée de la cage a été choisi tant que la qualité de la mesure le permettait. Ce choix a été fait contre le profil descendant car malgré un temps d'attente d'environ une minute entre 1 m et 2 m de profondeur, la présence significative de bulles a été observée. De plus, la cage n'a pas été systématiquement remontée en subsurface avant la descente, tronquant la donnée de surface pour ces profils descendants.

### III.2.7.2 Compartimentation de la colonne d'eau

Afin de synthétiser les informations et caractériser les MES par structure turbide typiquement rencontrée sur le plateau du GoL, il a été nécessaire de développer une méthode de compartimentation de la colonne d'eau. La colonne peut être divisée en trois structures turbides : (i) le panache de surface, (ii) la partie neutre de la colonne (où les concentrations en MES sont faibles) et (iii) la couche néphéloïde de fond (BNL).

La frontière de chaque structure est identifiée par un seuil de concentration en MES. Pour chaque campagne, les stations hors du panache sont identifiées manuellement. Pour chaque station, la partie associée aux eaux non turbides est isolée et une moyenne des concentrations en MES est effectuée afin de déterminer une valeur représentative de ces eaux ( $SSC_{sw}$ , en  $mg.l^{-1}$ ). Ces valeurs sont le plus souvent comprises entre 1 et 2  $mg.l^{-1}$ . À partir de cette valeur, un seuil ( $SSC_{th}$ , en  $mg.l^{-1}$ ) est calculé pour l'identification du panache et du BNL, et  $SSC_{th} = \sigma SSC_{sw}$ , avec  $\sigma$  un coefficient empiriquement fixé à 2.5 pour le panache et à 2 pour le BNL. Des exemples regroupant différents cas de figure d'identification des structures turbides sont présentés sur la Figure III-12. Sur la Figure III-12a, le profil entier est identifié comme appartenant au panache. Ce choix a été fait par défaut, ne pouvant distinguer deux structures turbides dans le cas où l'ensemble des mesures est supérieur au seuil fixé pour l'isolement du panache turbide. Dans les cas où des compartiments de ce type sont observés (panache sur toute la colonne d'eau), il est préférable de considérer ce profil comme un mélange du BNL et du panache.

La distribution en classe de tailles des particules dans le panache montre que, pour la majorité des profils, il existe une séparation assez nette entre une partie supérieure, caractérisée par des particules de diamètre important ( $d > 150 \mu m$ ) et une autre, plus en profondeur, caractérisée par des particules de plus faible diamètre ( $d < 150 \mu m$ ). Cette observation (Figure III-13) a motivé la séparation du panache turbide en deux parties. Elles sont notées  $comp\_sup$  (partie la plus en surface) et  $comp\_inf$  (deuxième partie) dans la suite de ce manuscrit.

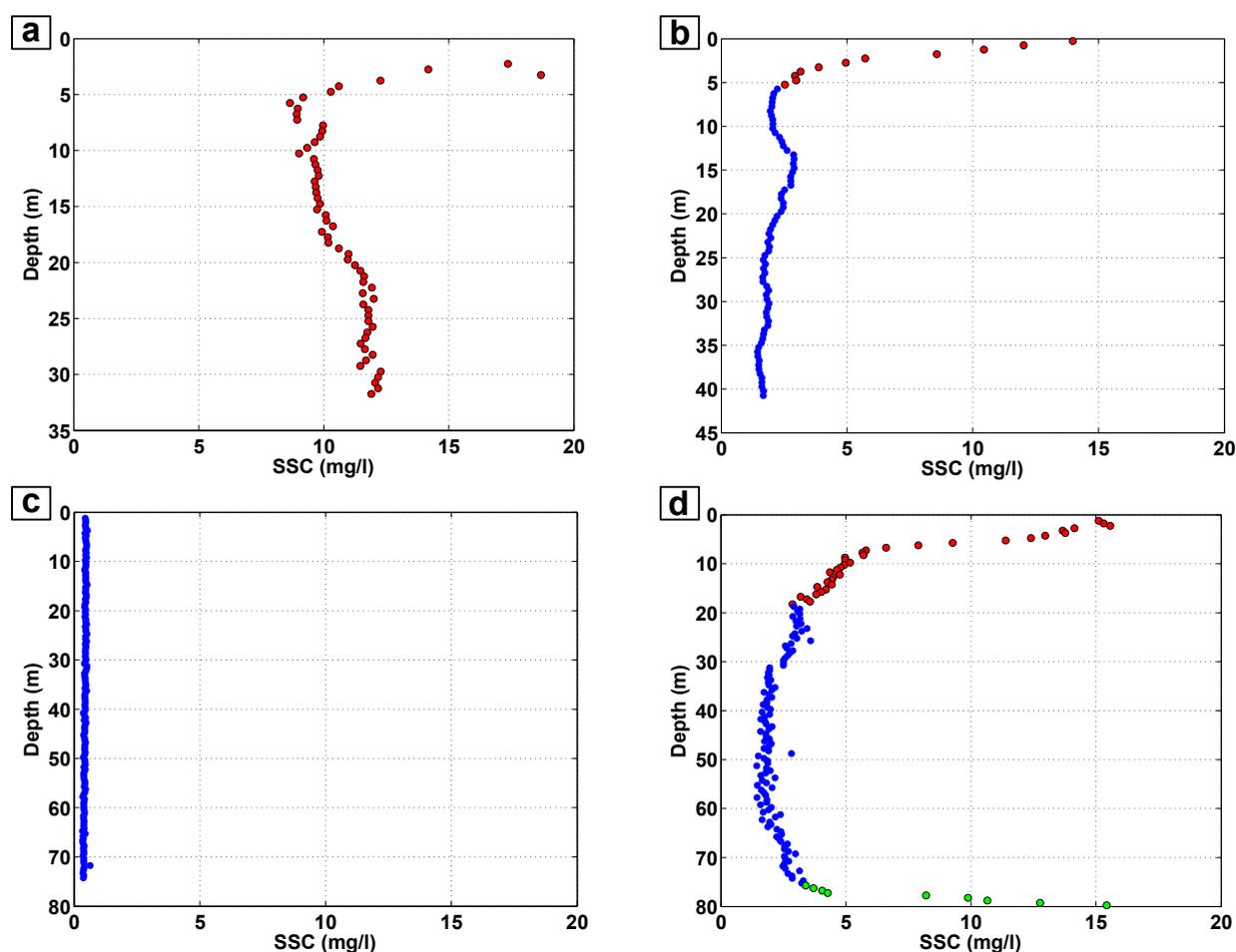


Figure III-12 : Exemples de compartimentation de la colonne d'eau. Les points rouges correspondent au panache de surface, les verts au néphéloïde de fond et les bleus à la partie "neutre" de la colonne. (a) panache identifié sur toute la colonne (st1 le 20 février 2014 - TUCPA2), (b) panache de surface identifié (st 1 le 04 février 2015 - MATUGLI2), (c) ni panache ni BNL identifié (st2 le 30 août 2012 - MMX3) et (d) identification du panache et du BNL (st7 le 17 février 2014 - TUCPA2).

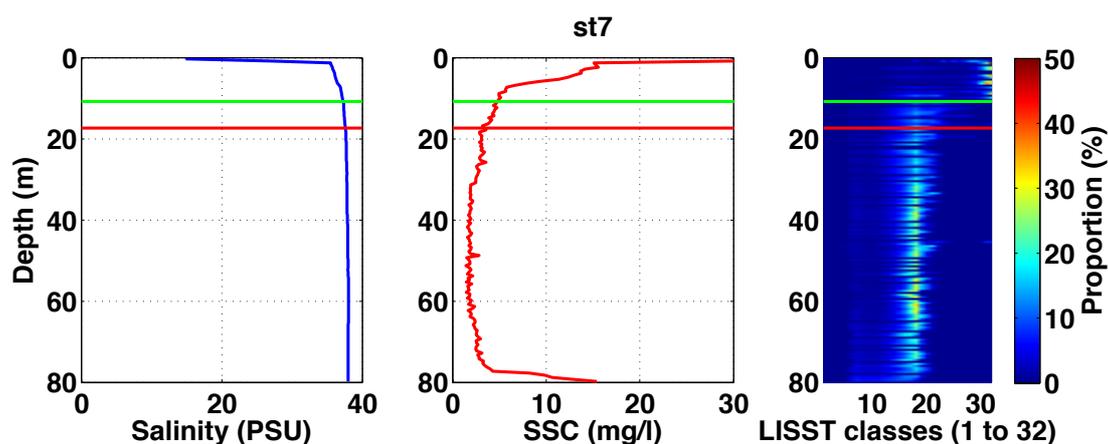


Figure III-13 : Exemple de la compartimentation du panache turbide de surface en deux parties : une partie supérieure, caractérisée par de gros floes (limite basse représentée par la ligne verte) et une partie inférieure (limite basse représentée par la ligne rouge - également limite du panache turbide). De gauche à droite : profils en salinité, concentration en MES et proportion de chaque classe de particule du LISST-100X.

### III.3 Instrumentation : difficultés rencontrées

Il n'est pas rare de devoir faire face à des dysfonctionnements des instruments lors de leur déploiement en mer. La probabilité d'avoir simultanément une mesure de qualité de tous les paramètres voulus peut alors s'en trouver réduite. Si des mesures de bonne qualité ont été acquises en ce qui concerne la concentration en MES sur l'ensemble des campagnes (valeurs douteuses pour une seule campagne, RHOMA 2), le constat est différent concernant leur distribution en taille (LISST-100X désaligné pour les campagnes RHOMA 1 et 2, non disponible pour la campagne MMX 3, défectueux lors de la campagne PLUMRHO 1 et présentant des limites dans les eaux peu concentrées) ou les paramètres hydrologiques (problèmes de batteries de la CTD sur la campagne RHOMA2 et mesures douteuse de ses capteurs de conductivité et de température - numéros de série 2655 et 5149, respectivement - pour les campagnes MATUGLI 2, 4 et 6). Un tableau récapitulatif des campagnes indiquant la disponibilité des mesures des différents paramètres analysés dans ce manuscrit est présenté sur la Figure III-14. Les débits du Rhône associés à chaque campagne sont présentés sur la Figure III-1.

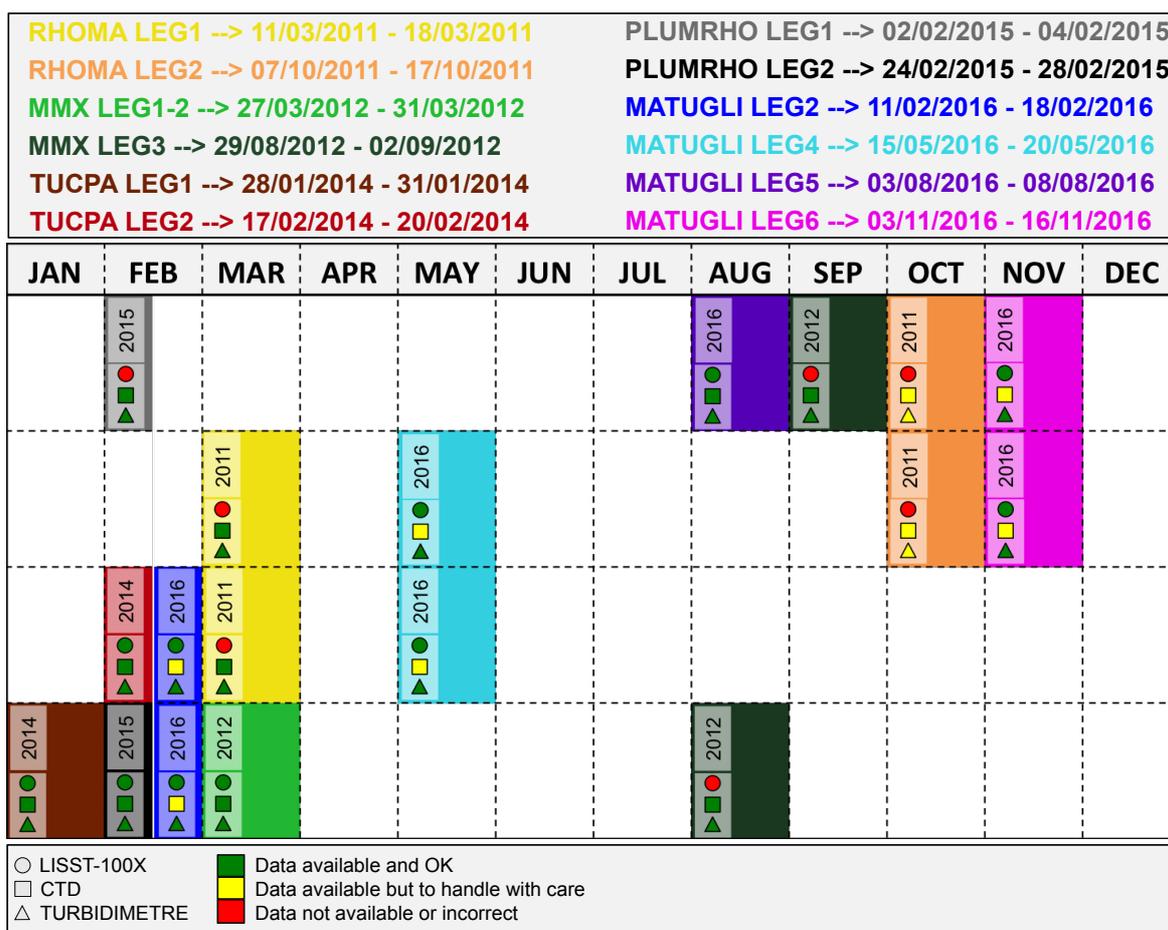


Figure III-14 : Récapitulatif des campagnes en mer et de la disponibilité de la donnée. Chaque mois est divisé en quatre parties.

### III.3.1 Dysfonctionnements de la CTD

Outre le problème de batteries rencontré lors de la campagne RHOMA 2, ne permettant pas de mesurer les paramètres hydrologiques sur toute la colonne d'eau pour les stations les plus profondes ou lors de la remontée de la cage dans les autres cas, le capteur de conductivité a effectué des mesures douteuses sur les campagnes MATUGLI 2, 4 et 6. En effet, certains profils de salinité calculés mettent en évidence la présence du panache d'eau douce à la descente de la cage mais pas à la remontée. La dérive du navire aurait pu expliquer cette différence. Il aurait en effet été possible de sortir de la zone d'influence du panache le temps d'effectuer le profil, le navire n'étant pas au mouillage. Cependant, le problème se retrouvant sur la quasi-totalité des profils mettant en évidence le panache, cette hypothèse peut être écartée, d'autant plus que les profils de concentration en MES montrent, eux, la présence d'une structure turbide en surface à la descente et à la remontée (voir exemples Figure III-15). Ce problème ne s'observe que pour ces trois campagnes et non lors de MATUGLI 5, pour laquelle un autre capteur de salinité a été utilisé.

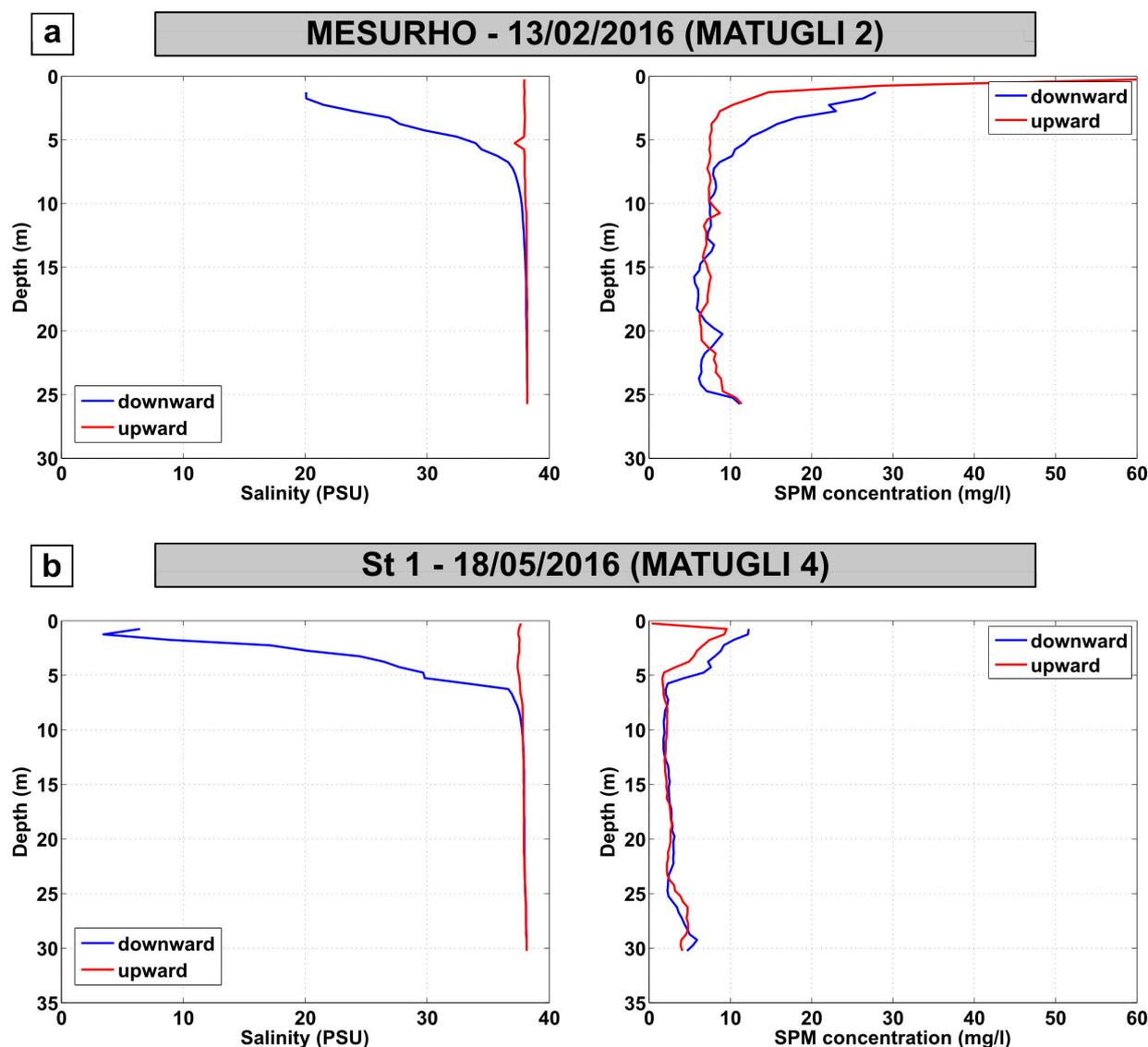


Figure III-15 : Illustration de la défaillance du capteur de conductivité pour les campagnes MATUGLI 2 et MATUGLI 4. Les profils correspondant à la descente de l'instrument sont représentés en bleu, et ceux correspondant à la remontée, en rouge. À gauche : profils de salinité (PSU) ; à droite : profils de concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ).

### III.3.2 Limites du LISST-100X dans les forts gradients de salinité

Les mesures du LISST-100X peuvent être difficiles à qualifier lorsque les gradients de salinité sont importants, ces derniers pouvant dévier le chemin optique du rayon émis par le laser (Styles, 2006). Afin d'écartier tout biais dans les données pour les analyses qui vont suivre, les diamètres médians déterminés ont été comparés aux gradients de salinité. La déviation du chemin optique a pour effet de diffuser une partie de la lumière vers les premiers détecteurs, artefact que le LISST interprète comme une présence de particules de grandes tailles. Il est possible de voir, sur la Figure III-16b, représentant la répartition statistique des mesures pour les particules de diamètre supérieur à  $200 \mu\text{m}$ , que 82 % des données associées à des diamètres supérieurs à  $200 \mu\text{m}$  se situent dans des zones où le gradient de salinité n'excède pas  $1 \text{ PSU.m}^{-1}$ . On peut donc affirmer que, même si une partie des données situées dans les forts gradients de salinité (typiquement pour des valeurs supérieures à quelques  $\text{PSU.m}^{-1}$ ) est biaisée, cela n'impactera pas significativement les résultats et les tendances présentées plus loin dans cette section.

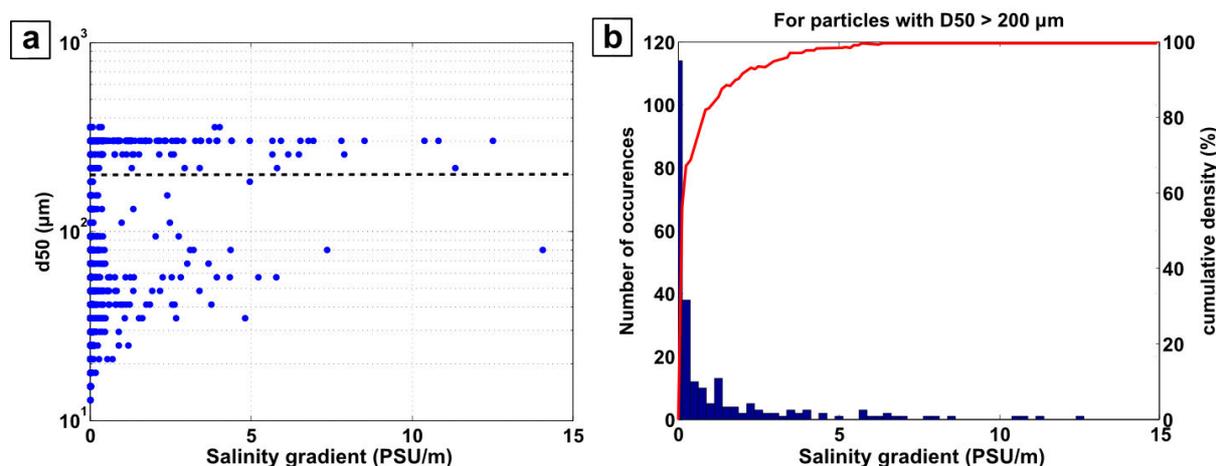


Figure III-16 : (a) Diamètre médian détecté en fonction du gradient de salinité. La droite en pointillés noire est placée à  $d_{50} = 200 \mu\text{m}$ . Les points pouvant être superposés sur (a), le nombre d'occurrences pour les particules d'un diamètre supérieur à  $200 \mu\text{m}$  est indiqué sur (b), où la courbe rouge représente la densité cumulée de ces occurrences (en %).

### III.3.3 Limites du LISST-100X en eaux peu concentrées

Pour des eaux peu concentrées (typiquement inférieures à quelques  $\text{mg.l}^{-1}$ ), le traitement des données du LISST-100X est délicat. En effet, il apparaît que, pour ces faibles concentrations, l'appareil peut devenir très sensible. Le constructeur *Sequoia Inc.* préconise de ne pas considérer les mesures pour lesquelles le taux de transmission du faisceau émis dans l'échantillon d'eau excède 98 %. Dans le cadre de ce travail de thèse, il est apparu que même en dessous de ce seuil, il convient de s'interroger sur la qualité de la mesure. En effet, certains profils montrent des alternances de grosses ( $> 250 \mu\text{m}$ ) et de moins grosses ( $< 100 \mu\text{m}$ ) particules d'un *bin* (tranche d'eau de 50 cm sur laquelle la moyenne du  $d_{50}$  a été calculée) à un autre (Figure III-17a). Ces alternances apparaissent principalement lorsque la concentration volumique totale ( $V_c$  - en  $\mu\text{l.l}^{-1}$ ), *i.e.* la somme des concentrations volumiques par classe de particule, est inférieure à  $10 \mu\text{l.l}^{-1}$  (tons bleu foncés sur la Figure III-17).

#### III.3.3.1 Diminution de la résolution verticale

Dans un premier temps, il a été considéré que ces alternances étaient la preuve d'une mesure douteuse et donc non exploitée dans les analyses. Si l'instrument est plus sensible dans les faibles concentrations, alors il convient d'avoir un nombre de mesures pour une même tranche d'eau assez grand pour être représentatif. Malheureusement, la fréquence d'acquisition du LISST-100X ne permet pas d'avoir plus de 2 spectres de tailles par tranche de 50 cm d'eau à la vitesse à laquelle la cage est déployée (la majorité du temps, un seul spectre est considéré). Des *bins* plus grands ont alors été testés pour tenter d'améliorer la "représentativité" de la mesure. Les alternances s'estompent bien avec l'augmentation de la tranche d'eau moyennée (Figure III-17) mais sont toujours présentes. Il en ressort que, dans les faibles concentrations, les spectres de taille de particule sont trop variables et que même l'augmentation du nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne à partir de nos données n'est pas suffisante. Il pourrait être nécessaire, pour de futures campagnes effectuées dans ces conditions, de laisser plus de temps d'acquisition au LISST-100X par tranche d'eau (*i.e.* diminuer la vitesse de déploiement de la cage).

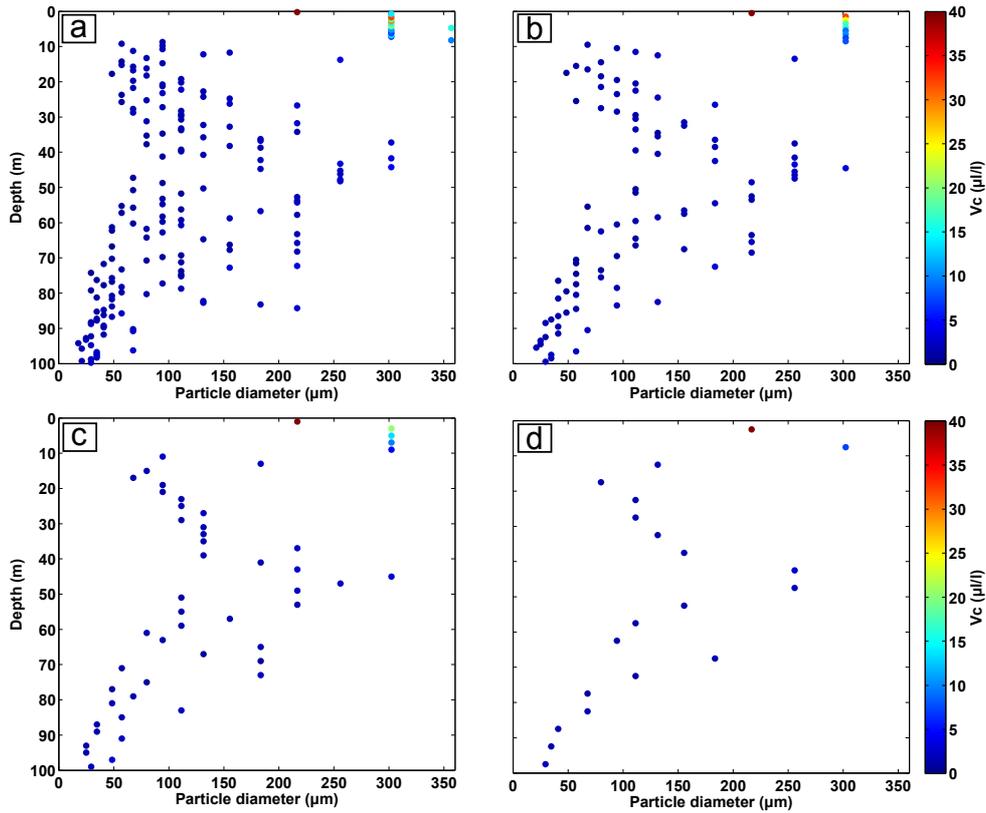


Figure III-17 : Moyenne du diamètre médian des MES par tranche d'eau de (a) 0.5 m, (b) 1m, (c) 2m et (d) 5m. Exemple du profil vertical de la station st9 le 18 mai 2016.

### III.3.3.2 Sensibilité de la mesure au blanc

Considérant toujours *a priori* que ces mesures ne sont pas exploitables et, compte tenu de la masse de données à traiter, la cause de ces variations a été recherchée en s'interrogeant sur la sensibilité de l'instrument dans les eaux de faibles concentrations. Une première piste a été de regarder le degré de sensibilité des mesures du LISST-100X à sa mesure de blanc, mesure préalable d'une eau pure, exempte de particules et réalisée avant chaque déploiement de l'instrument.

Le signal rétrodiffusé récupéré pour chaque anneau est exprimé en fonction de la transmission optique  $\tau$  (en %) dans l'échantillon d'eau et est corrigé du blanc de mesure. Le signal récupéré et corrigé est ensuite calibré pour chaque anneau, puis inversé afin d'obtenir les concentrations volumiques. Les coefficients de calibration (un pour chaque anneau) sont donnés par le constructeur et dépendent de chaque instrument. Le signal rétrodiffusé s'exprime comme :

$$E_{scat} = \left( E \frac{\tau_{back}}{\tau} - E_{back} \right) \frac{L}{L_{back}} \quad \text{Eq. 7}$$

où  $E$  est le signal brut reçu pour chaque anneau,  $E_{back}$  et  $\tau_{back}$  sont respectivement le signal brut et la transmission optique du blanc, et  $L$  et  $L_{back}$  sont des coefficients caractéristiques du laser, utilisés pour la mesure et le blanc, respectivement. La multiplication par le ratio  $\frac{L}{L_{back}}$  permet d'ajuster le signal à la dérive de la puissance du laser avec le temps.

Deux blancs différents (un réalisé la veille de la mesure, au soir, et l'autre le soir du jour de la mesure) ont été testés sur les mesures de la station 5 du 18 février 2016 (MATUGLI 2). Bien qu'ayant la même allure, les deux signaux sont légèrement différents en intensité. Cette légère différence peut suffire à impacter la distribution volumique associée aux grosses particules lorsque  $V_c$  est faible, et par conséquent le calcul du  $d_{50}$ , comme il est possible de le voir sur la Figure III-18. Il en ressort également que ces concentrations

volumiques associées aux grosses particules sont plus impactées que celles des plus petites classes de particules, pour des variations de signal du même ordre de grandeur (la cause réside dans le processus d'inversion du signal, mais les étapes de ce dernier ne sont pas fournies par le constructeur).

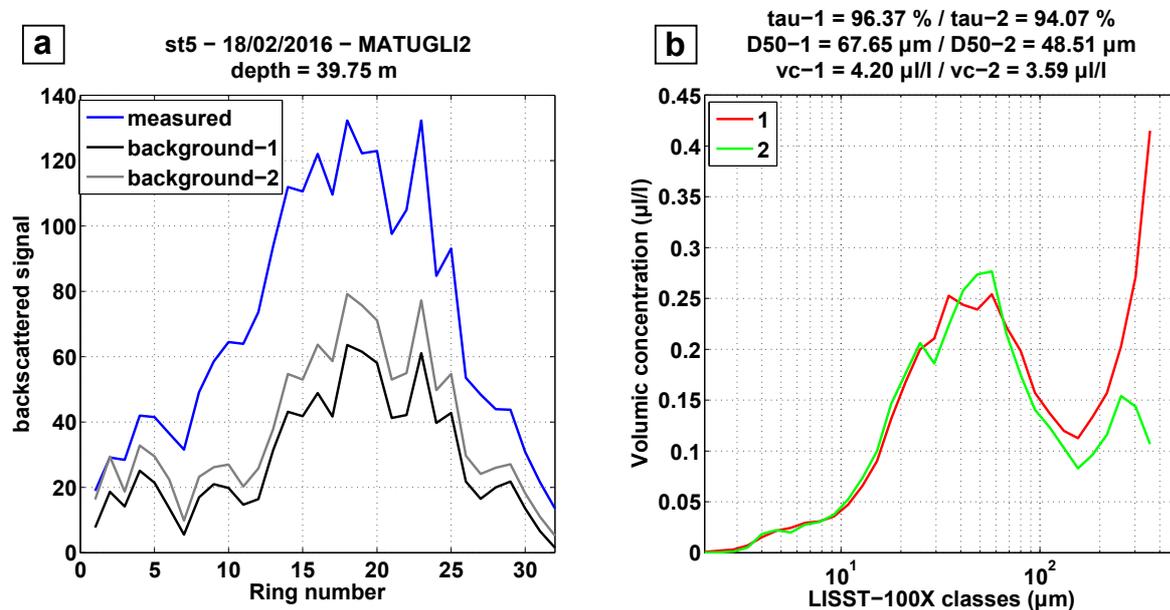


Figure III-18 : Impact du choix du blanc de mesure sur la conversion du signal en concentrations volumiques. (a) Le signal rétrodiffusé mesuré est comparé aux valeurs des signaux rétrodiffusés correspondant à deux blancs réalisés à 24 h d'intervalle, encadrant la mesure. (b) Superposition des deux spectres associés aux concentrations volumiques converties en utilisant chacun des blancs. La transmission optique corrigée ( $\tau$ ), le diamètre médian ( $D_{50}$ ) et la concentration volumique totale ( $vc$ ) calculés sont mentionnés en en-tête de l'illustration. Exemple de la mesure à 39.75 m de profondeur au niveau de la station st5 réalisée le 18 février 2016 (MATUGLI 2).

Cette observation ne se retrouve pas pour toutes les mesures du profil mais le fait de le voir pour quelques mesures a suffit à engager une étude plus globale sur l'impact du choix du blanc dans la conversion du signal en concentrations volumiques. Des mesures de blanc ont été répétées environ 50 fois sur différents jours de campagne et sur des échantillons d'eau milliQ afin d'obtenir une évaluation statistique de la variabilité de ces blancs. La manipulation a été répétée sur 21 journées, représentant 21 séries de 50 mesures correspondant chacune à un blanc utilisé lors de chaque journée de campagne. Les résultats d'une série de mesure sont présentés sur la Figure III-19a. De ces séries, il a été possible d'extraire une valeur d'incertitude sur la mesure d'un blanc. Par exemple, pour chaque série, il est possible de construire un signal à partir de la valeur du centile 75 des signaux enregistrés, correspondant à un signal "surestimé" du blanc (noté  $back_{75}$  dans la suite du manuscrit). L'ensemble des séries a été considéré et les centiles 75 et 90 des  $back_{75}$  (normalisés par les blancs) ont été testés. Le même exemple qu'illustré par la Figure III-18 a été repris et les résultats sont visibles sur la Figure III-20. Il apparaît, *in fine*, que l'incertitude sur la mesure du blanc n'impacte pas significativement les concentrations volumiques. Les deux blancs testés avant l'étude globale pouvaient finalement être considérés comme significativement différents. Il ressort de ces tests que l'optoélectronique du LISST-100X est assez changeante dans le temps et qu'une mesure du blanc chaque matin est indispensable si il est déployé dans des eaux de faibles concentrations.

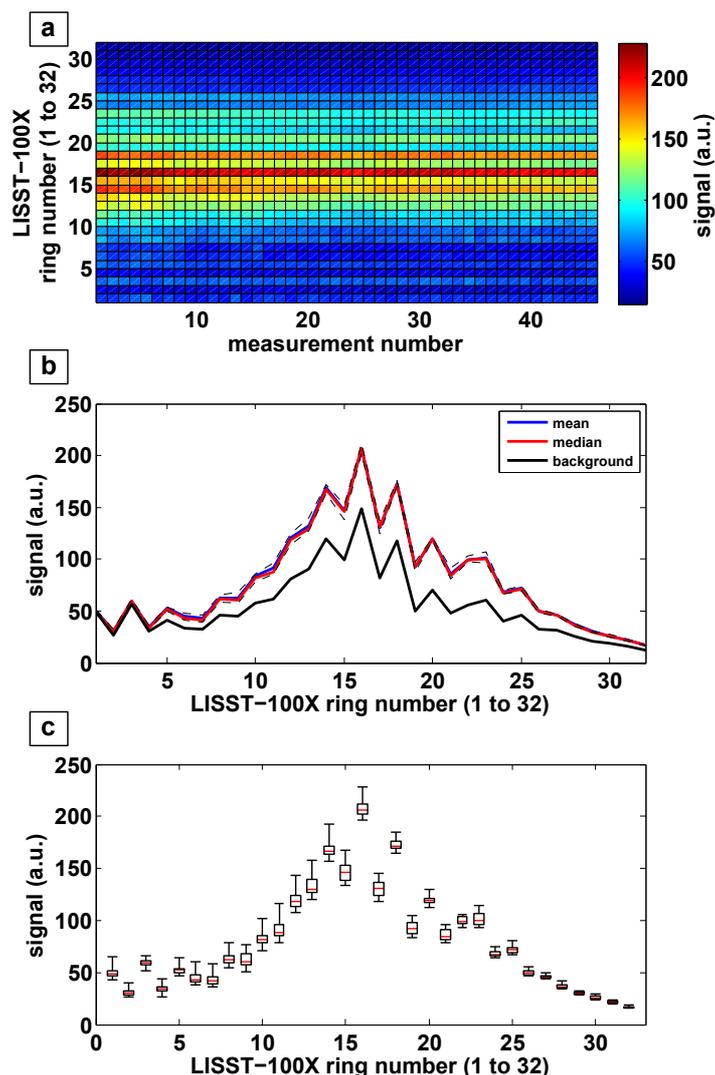


Figure III-19 : Exemple d'une série de mesure de blancs. (a) Mesures individuelles ; (b) blanc retenu (noir), médiane (rouge) et moyenne (bleu) de la série de mesures ; et (c) diagramme en boîtes à moustache pour chaque anneau. Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

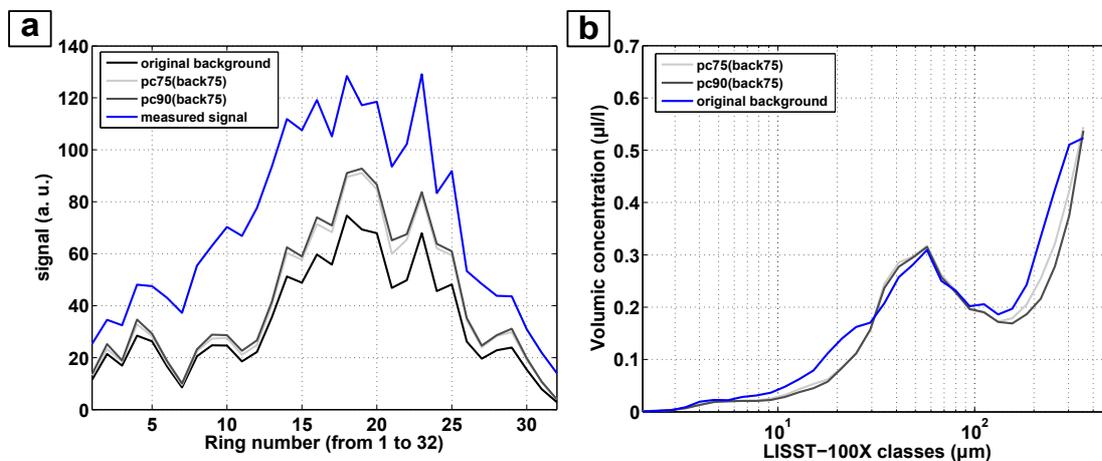


Figure III-20 : (a) Signal rétrodiffusé mesuré (bleu) et blanc associé (noir) accompagné de deux blancs reconstruits à partir du centile 75 et 90 des *back75* récupérés des séries de blanc testés. (b) Signal rétrodiffusé mesuré converti en concentrations volumiques pour chacun des trois blancs (original en bleu). Exemple de la mesure à 39.75 m de profondeur au niveau de la station st5 réalisée le 18 février 2016 (MATUGLI 2).

### III.3.3.3 Détermination d'un critère de qualité de la mesure LISST

Un seuil de concentration volumique ne s'avère pas être un bon critère de séparation puisque cette valeur est elle-même directement impactée par les variations de signal. Il en va de même pour le taux de transmission. Il a été vu précédemment que de faibles variations du signal rétrodiffusé sur les premiers anneaux (correspondant aux grosses particules) peuvent impacter le spectre de tailles. L'intérêt s'est alors porté sur les variations du signal rétrodiffusé lui-même, et notamment celui récupéré pour les premiers anneaux. Finalement, même en s'intéressant à la variabilité du signal sommé pour les cinq premiers anneaux, aucune valeur seuil n'a pu être clairement identifiée entre cette somme et les variations observées. On peut donc supposer que ces variations sont réellement associées à une variabilité des particules, et non à une ambiguïté de la mesure. Dans des eaux de faibles concentrations, une ou plusieurs particules assez grosses pourraient occuper un volume assez important pour induire ces variations. Ces profils ont tout de même été écartés du jeu de données puisque raisonnant sur des tranches d'eau moyennes et utilisant les résultats de différents instruments qui n'échantillonnent pas exactement le même volume d'eau au même instant, une variation "vue" par le LISST-100X pourrait ne pas l'être par les capteurs de turbidité et induire par la suite des erreurs dans les calculs de densité ou de vitesse de chute par exemple.

Le critère de validation est finalement arbitraire puisque chaque profil a été validé ou invalidé manuellement. Cette méthode est très contraignante pour la donnée car pour certains profils, ces alternances peuvent n'être visibles que sur une seule portion de la colonne d'eau, et le reste de la colonne, valide, n'est pas pris en compte pour les analyses.

### III.4 Résultats : synthèse des observations *in situ*

#### III.4.1 Campagne TUCPA 2 (2014)

Une attention particulière a été portée sur la campagne TUCPA 2 car cette dernière est associée à une crue importante ( $Q_w > 5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  6 jours avant le début du déploiement de la cage instrumentée - bandeau rouge de droite sur la Figure III-21). Un *glider* a également été déployé sur une période d'environ 15 jours avant la campagne (période correspondant au bandeau jaune sur la Figure III-21).

##### III.4.1.1 Résultats

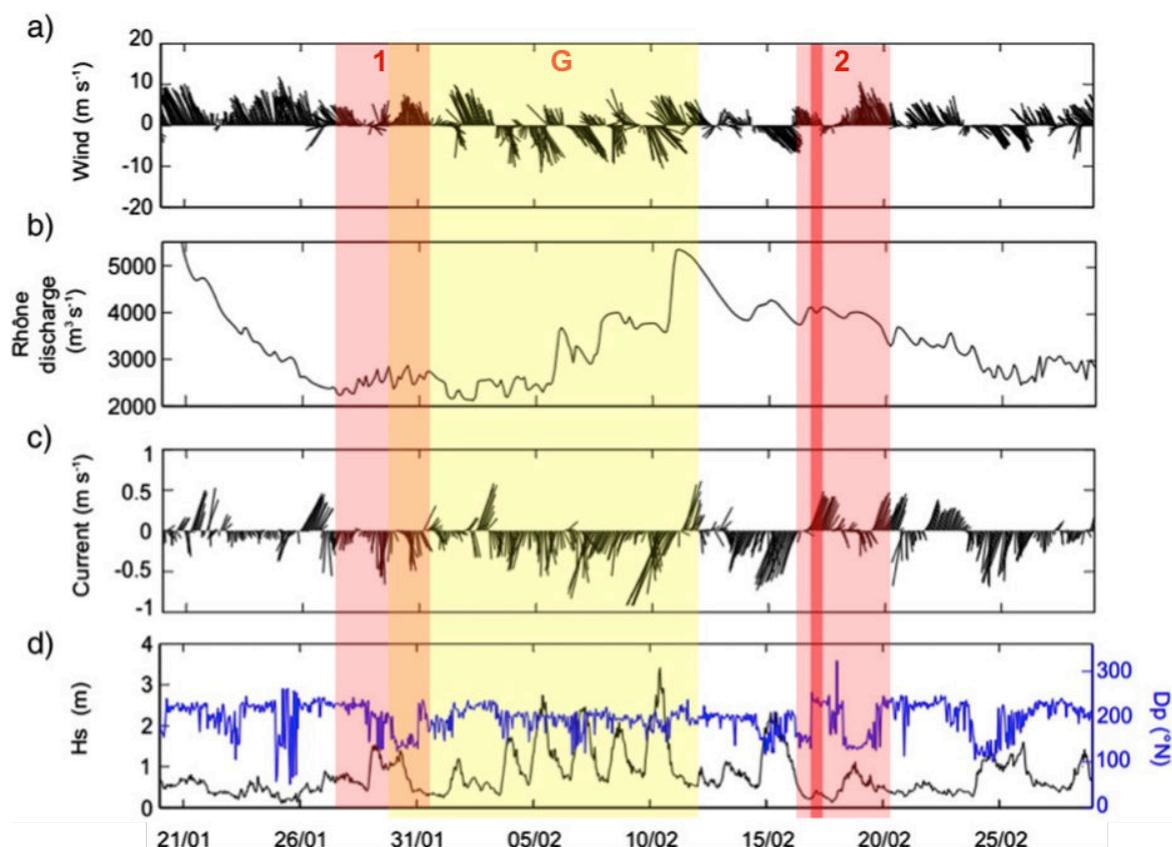


Figure III-21 : Séries temporelles du 20 janvier au 01 mars 2014 de (a) la moyenne horaire des vents, (b) du débit journalier moyen du Rhône à Beaucaire, (c) des courants horaires moyens intégrés sur la profondeur d'eau, et (d) de la hauteur significative de la houle et de sa direction.

Le ruban jaune correspond à la période de déploiement du *glider* et les rouges à celles des LEG1 et LEG2 de la campagne TUCPA. Le bandeau rouge plus opaque inclus dans le bandeau rouge associé à la campagne TUCPA 2 indique la journée du 17 février 2014. (Modifié de (Many et al., 2016))

La mesure médiane pour 7 sections réalisées du 30 janvier au 12 février 2014 par le *glider* (Figure III-22a) montre la présence, durant cette période, d'un panache de surface épais et d'un néphéloïde de fond (BNL), dont la concentration en MES décroît avec la distance côte-large (*cross shore*). Dans le panache, ces concentrations (médianes) décroissent avec la distance à la côte, de  $20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (proche embouchure) à  $1.5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (rebord du plateau). Les concentrations en MES dans le BNL varient, elles, d'environ  $8 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  près de l'embouchure, à environ  $1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  le plus au large (Many et al., 2016). Les mesures en mer du 17 février 2014 présentées dans cette étude (Figure III-22b et Figure III-24) montrent également un panache de surface épais, présent sur environ 20 m à proximité de l'embouchure et caractérisé par des concentrations en MES allant de  $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  à  $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  plus au large. Un BNL est également observé, d'une épaisseur variant de 5 à 15 m et caractérisé par des concentrations en MES d'environ  $2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  30 km au large, à  $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  au niveau du prodelta.

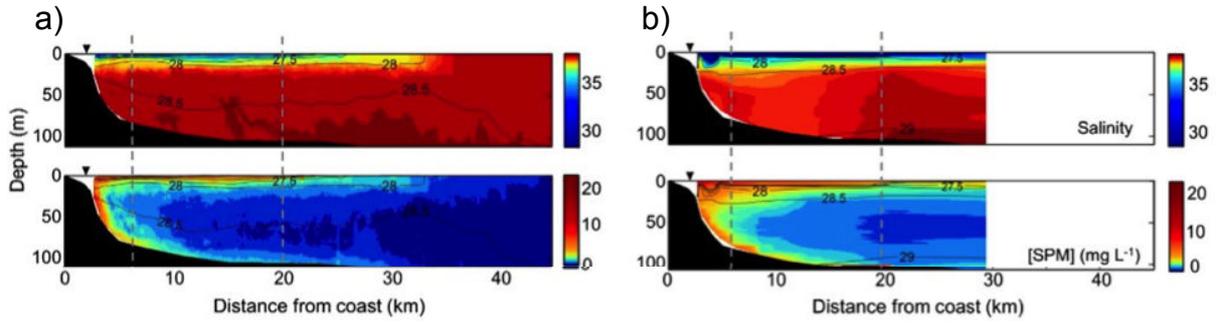


Figure III-22 : Section cross-shore basée sur (a) la médiane des mesures *glider* sur la période 30 janvier-12 février 2014 et (b) les résultats interpolés issus du déploiement de la cage instrumentée le 17 février 2014. De haut en bas : salinité (PSU) et concentration en MES (mg.l<sup>-1</sup>). Le contour des anomalies de densité est superposé aux images. Les lignes pointillées représentent les frontières entre le plateau interne, médian et externe (modifié de (Many et al., 2016))

L'étude des spectres de taille pour la journée du 17 février 2014 met en évidence la présence de trois populations bien définies de particules, qui ne se retrouvent pas uniquement pour cette journée mais sur l'ensemble des mesures acquises depuis 2011. De grosses particules ( $d > 250 \mu\text{m}$  - macroflocs) sont observées et majoritaires dans la partie supérieure de la colonne d'eau et deux autres familles de particules, de diamètre inférieur ( $d < 10 \mu\text{m}$  - floculis - et  $10 < d < 100 \mu\text{m}$  - microflocs) peuvent être rencontrées dans le reste de la colonne d'eau (Figure III-23), séparément, ou simultanément (*e.g.* st4 et st5) et dans des proportions similaires. Cependant, la population associée à de très petites particules (floculis) ne se retrouve en proportion significative ( $> 50\%$  de la distribution du spectre de taille) que pour les campagnes TUCPA. Dans le cas où les floculis et les microflocs sont présents simultanément en proportion proche dans une tranche d'eau, il a été nécessaire d'effectuer une séparation du spectre afin de calculer les caractéristiques physiques de chaque famille. En effet, en considérant un spectre intégrant deux familles de particules différentes en proportion proche, l'estimation d'un diamètre médian est inadaptée. Une séparation du spectre a donc été réalisée (dans ce cas de figure par un diamètre seuil à  $10 \mu\text{m}$ ) et deux diamètres médians ont été recalculés. Les densités et vitesses de chutes correspondant à ces deux familles ont ainsi pu être recalculées. Afin de recalculer l'excès de densité, l'approche fractale a dû être employée puisque la mesure de concentration en MES est valable pour l'ensemble du spectre et non pour une partie. En effet, pour deux populations de particules, la concentration en MES peut s'écrire :

$$SSC = \frac{C_{vol1}\Delta\rho_1 + C_{vol2}\Delta\rho_2}{\left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right)} \quad \text{Eq. 8}$$

où les indices 1 et 2 correspondent aux deux familles de flocs (dans l'exemple qui suit, l'indice 1 correspond aux floculis et l'indice 2, aux microflocs).

Étant donné que plusieurs profils ne présentent que la famille de particules associée à des microflocs, il a été possible de déterminer un nombre fractal empirique pour cette population ( $n_f = 2.65$  pour un diamètre de particule primaire -  $D_p$  - de  $4 \mu\text{m}$ ) et ainsi calculer son excès de densité sèche associé ( $\Delta\rho_{fract}$ ). Finalement, en considérant que  $\Delta\rho_2 = \frac{\Delta\rho_{fract}}{1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}}$ , il vient que :

$$\Delta\rho_1 = \frac{SSC \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) - C_{vol2}\Delta\rho_{fract}}{C_{vol1}} \quad \text{Eq. 9}$$

La famille de particules de faibles diamètres ( $< 10 \mu\text{m}$ ) n'est significativement présente que sur cette campagne et non les autres années. Ce traitement n'a donc été effectué que pour les résultats de l'année 2014. Bien que ces particules apparaissent exister réellement, il a été choisi d'écartier les données leur étant associées des analyses qui suivront lors de leur présence simultanée en proportion proche avec un autre type de flocs.

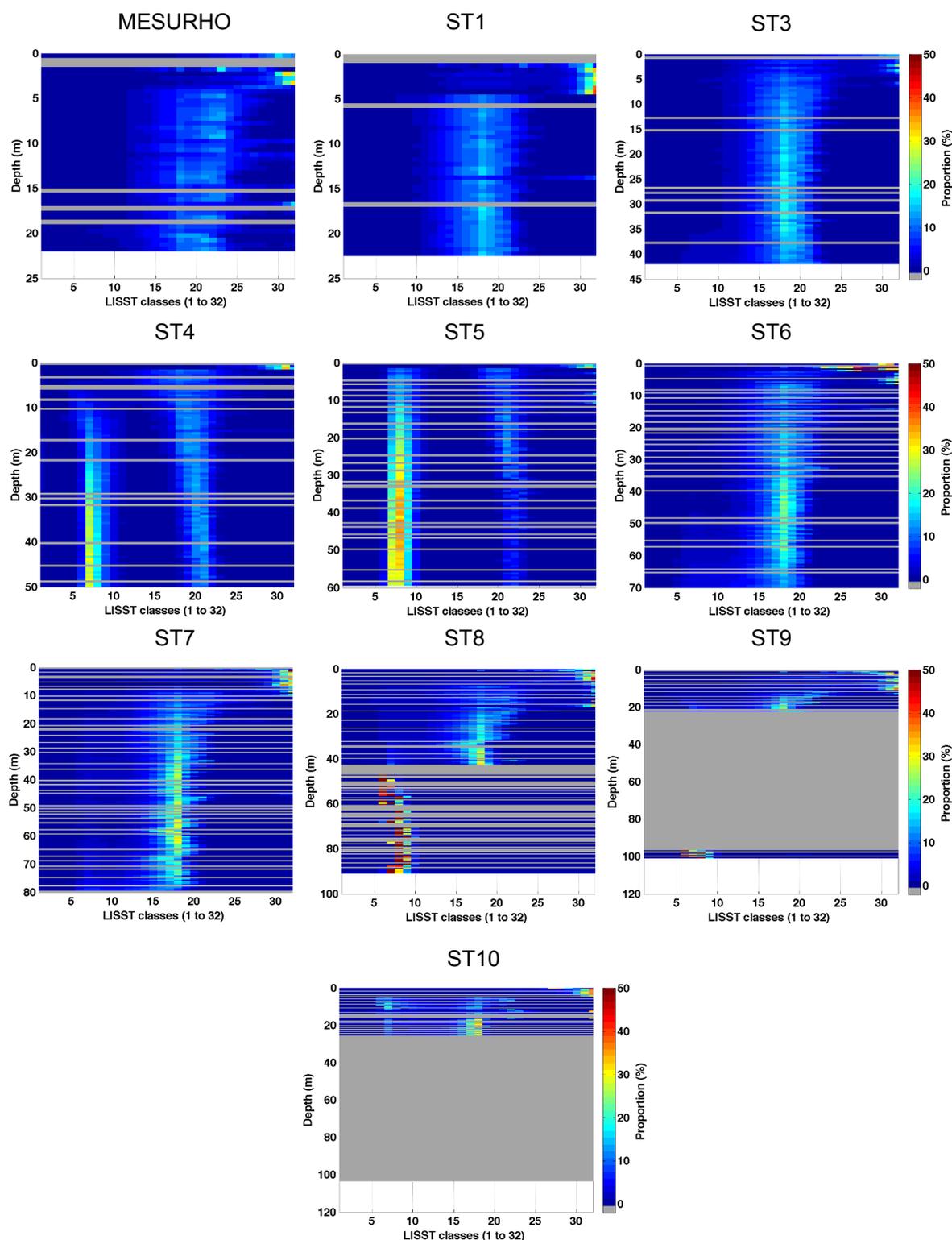


Figure III-23 : Distribution volumiques normalisées par classes du LISST (voir correspondance en terme de diamètres dans le Tableau 4) sur l'ensemble des profils réalisés le 17 février 2014 (TUCPA 2).

La Figure III-24d montre que, pour cette journée, la différenciation claire de deux structures turbides que sont le panache de surface et le BNL se fait approximativement à 4 km de l'embouchure, où la profondeur d'eau est d'environ 70 m, en accord avec les données *glider*. Les concentrations en MES dans le panache turbide au niveau de la station la plus proche de la côte identifiée sur la Figure III-24 (Mesurho) sont plus faibles que pour les suivantes (st1 à 5). Ceci s'explique par le décalage de la station Mesurho à l'est de l'axe

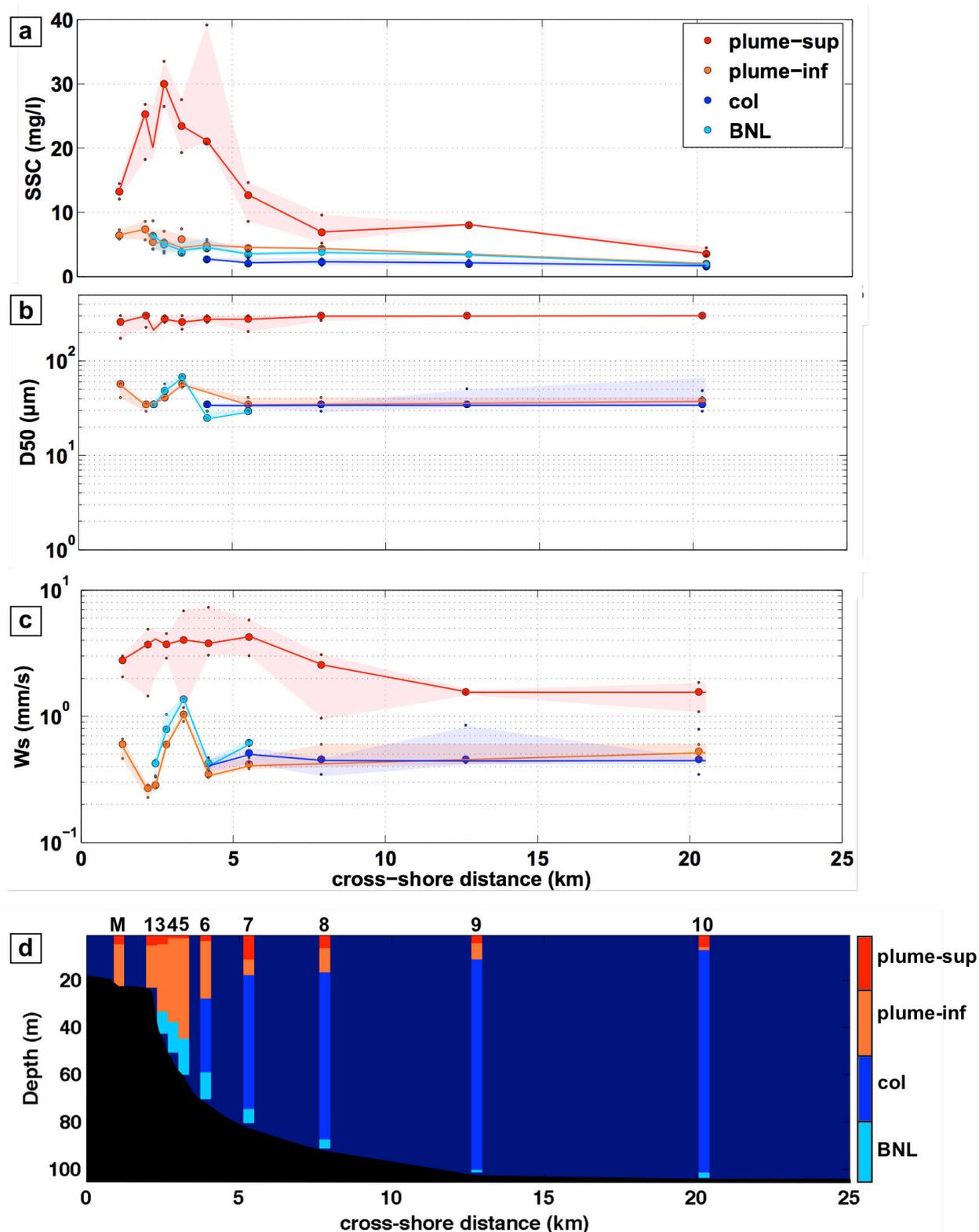
cross-shore face à l'embouchure bien défini par le reste des stations représentées (voir Figure III-2) et orienté suivant l'axe de la zone privilégiée du transport des particules apportées par le Rhône.

### ***Partie supérieure du panache turbide***

La présentation des résultats par compartiment (Figure III-24) permet d'ajouter que la concentration en MES décroît de 30 mg.l<sup>-1</sup> à l'embouchure à 5 mg.l<sup>-1</sup> au large, et que les macroflocs ( $d > 200 \mu\text{m}$ ) sont toujours présents dans la partie supérieure du panache turbide, associés à des vitesses de chute élevées, de l'ordre du mm.s<sup>-1</sup>, décroissant d'environ 4 mm.s<sup>-1</sup> jusqu'à 6 km de l'embouchure à moins de 2 mm.s<sup>-1</sup> à 20 km.

### ***Reste de la colonne d'eau : partie inférieure du panache turbide, partie neutre de la colonne et BNL***

Les MES composant les trois autres compartiments ont des caractéristiques similaires entre elles et apparaissent ne pas varier significativement avec la distance d'éloignement à l'embouchure, seule la concentration diminuant de 8 mg.l<sup>-1</sup> à 2 mg.l<sup>-1</sup> vers le large. Elles sont caractérisées par des diamètres médians de l'ordre de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  et des vitesses de chute comprises, dans l'ensemble, entre 0.2 et 1 mm.s<sup>-1</sup>. Les vitesses de chute des stations st4 et st5 dénotent tout de même des autres stations, deux à trois fois plus élevées.



### III.4.1.2 Discussion

#### *Partie inférieure du panache turbide, partie neutre de la colonne et BNL*

Les vitesses de chute comprises en 0.2 et 1 mm.s<sup>-1</sup> observées dans ces compartiments rejoignent les observations faites par Curran et al. (2007) sur le plateau du GoL (entre 0.1 mm.s<sup>-1</sup> et 1 mm.s<sup>-1</sup>). Les différences notables pour les stations st4 et st5 (vitesses de chutes deux à trois fois plus élevées que pour les autres stations, pour cette partie de la colonne d'eau) peuvent s'expliquer :

- i) soit par le fait que ces mesures aient été effectuées dans la zone privilégiée de chute de particules, le diamètre médian augmentant légèrement dans les compartiments inférieurs de ces stations ;
- ii) soit par une surestimation de la densité associée à ces particules, calculée en employant l'approche fractale (*cf.* paragraphe précédent). Le nombre fractal déterminé pourrait en effet être surestimé puisqu'il est légèrement plus élevé que les valeurs classiques trouvées dans la littérature (pour rappel, comprises généralement entre 1.4 et 2.5).

#### *Partie supérieure du panache turbide*

Les valeurs de vitesse de chute dans ce compartiment (quelques mm.s<sup>-1</sup>) peuvent sembler fortes au vu des estimations recensées sur le plateau, variant plutôt entre 0.1 mm.s<sup>-1</sup> et 1 mm.s<sup>-1</sup> (Curran et al., 2007), mais ces dernières n'intégraient pas la zone de subsurface, où cette population de macroflocs est majoritairement présente. Des vitesses de chute similaires ont cependant été observées dans la baie de San Francisco par Manning and Schoellhamer (2013), où des flocs de 170 µm de diamètre en moyenne chutent à environ 4.5 mm.s<sup>-1</sup> pour des concentrations en MES moyenne de l'ordre de 30 mg.l<sup>-1</sup>, avec des valeurs de vitesse de chute variant entre quelques dixièmes de mm.s<sup>-1</sup> à plus de 9 mm.s<sup>-1</sup> pour des concentrations inférieures à 25 mg.l<sup>-1</sup>. Il est intéressant d'observer également des flocs présents à 20 km de l'embouchure et pouvant potentiellement chuter à des vitesses de l'ordre du mm.s<sup>-1</sup>. La présence de ce type de particules aussi loin de la côte pourrait s'expliquer par une vitesse d'advection horizontale très élevée dans le panache, ou par la stratification associée au panache, limitant les échanges verticaux.

Un regard critique peut également être associé à ces données : estime-t-on les bonnes tailles et densités de ces particules ?

#### *Estimation de la taille et de la densité des grosses particules*

Un grand nombre spectres de tailles enregistrés pour de grosses particules dans la partie supérieure du panache turbide montre un spectre tronqué dans les grosses particules, à la limite haute de détection du LISST-100X. Afin de palier à ce type de problème, Many et al. (2016) ont proposé de coupler les données recueillies par le LISST-100X avec des images acquises par un LISST-HOLO, permettant de couvrir une gamme de diamètres plus étendue ([1.25 ; 1000] µm). Cette approche permet bien de compléter les spectres incomplets mais n'est malheureusement pas adaptée à l'étude de profils verticaux car le LISST-HOLO nécessite un temps d'acquisition long à une profondeur donnée pour être représentatif (Many, 2016). Les mesures ne peuvent donc être réalisées que par palier.

Les comparaisons des estimations des diamètres médians et de densité en surface sur ces paliers (à 5 m de profondeur) entre les deux instruments pour la journée du 17 février 2014 (Figure III-25) montrent néanmoins que l'utilisation du LISST-100X seul permet d'avoir une estimation sûrement moins précise mais assez fiable de ces paramètres. En effet, mise à part la station st7 (située à 5.5 km au large de l'embouchure), pour laquelle un diamètre médian des particules a été estimé à 110 µm pour l'assemblage des spectres LISST-100/HOLO et à 35 µm pour le spectre de tailles mesuré par le LISST-100X, les diamètres médians estimés sont proches. Il convient de noter que cette différence n'est pas associée à un spectre tronqué du LISST-100X dans les grosses particules mais à une détection de grosses particules par le LISST-HOLO non détectées par le LISST-100X (Figure III-26a). Les deux types de spectre permettent de déduire des densités

effectives également proches, celui du LISST-100X donnant des estimations en général légèrement plus haute en moyenne que celui de l'assemblage (lorsque ces différences sont observées, l'écart est généralement de l'ordre de  $40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ). Pour les spectres tronqués du LISST-100X sur ces exemples, il apparaît que ces fortes concentrations volumiques associées à de grosses particules ne sont pas un artefact mais bien la détection d'une partie d'une population de grosses particules puisque le spectre plus étendu de l'assemblage LISST-100/HOLO identifie bien cette population (Figure III-26b).

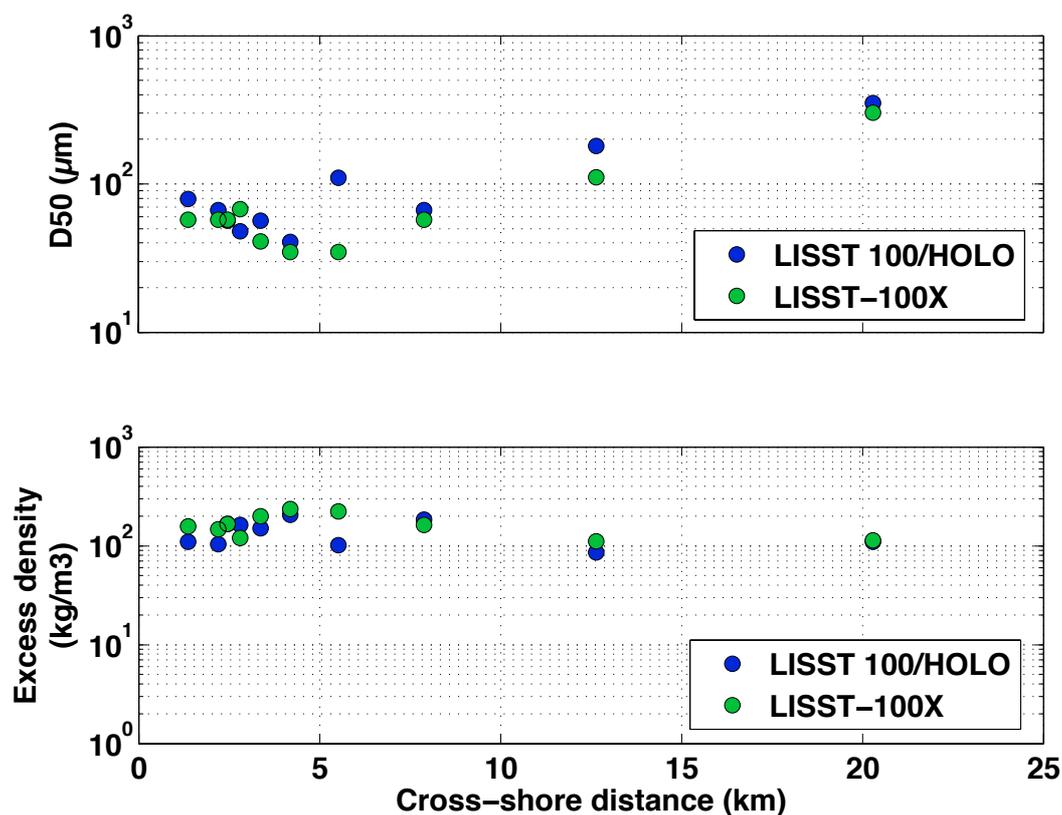


Figure III-25 : Comparaison des diamètres (illustration du haut) et des densités (illustration du bas) calculés à partir des distributions volumiques par classe de taille du LISST-100X (points verts) et de celles issues de la reconstruction du signal par combinaison d'un LISST-100X et d'un LISST-HOLO (points bleus).

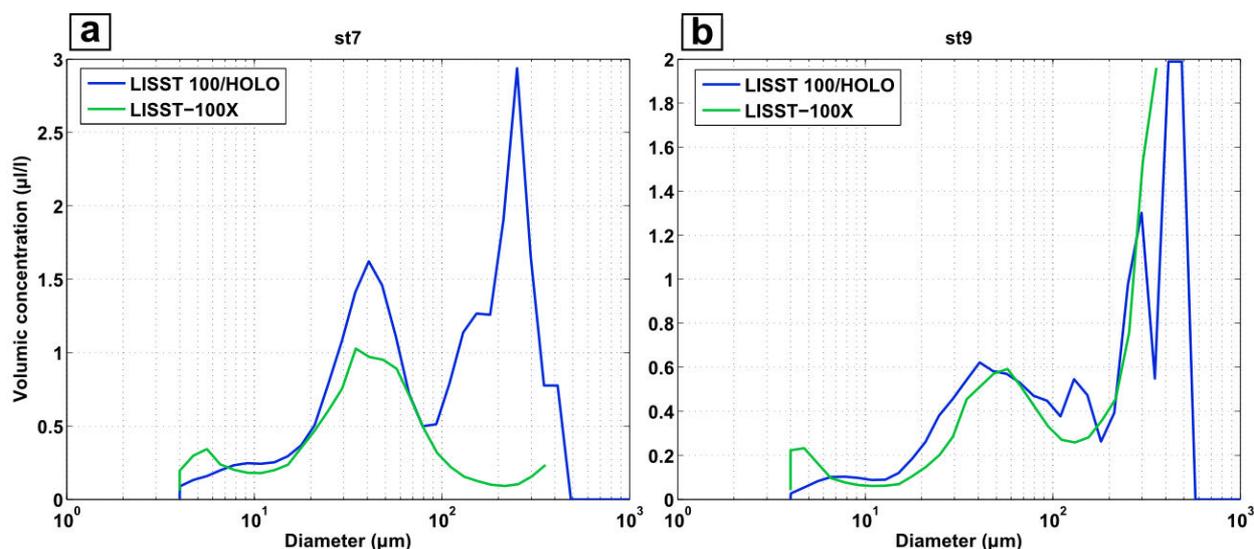


Figure III-26 : Comparaison des spectres mesurés par le LISST-100X (en vert) et les spectres assemblés (en bleu) LISST-100/HOLO pour (a) la station 7 (à 5.5 km de l'embouchure) et (b) la station 9 (à 12.5 km de l'embouchure) le 17 février à 5 m sous la surface.

Afin d'évaluer l'impact de la détection partielle de ce type de particules sur l'estimation du  $d_{50}$ , de la densité et donc de la vitesse de chute, la limite de détection du LISST-100X a été prolongée virtuellement de 7 classes de diamètres jusqu'au millimètre, et deux spectres hypothétiques ont été tracés (Figure III-27). Cette détection plus complète d'une population de grosses particules conduirait à modifier les valeurs recalculées de concentration volumique totale, de diamètre médian et de densités (Tableau 5). En considérant une valeur de concentration en MES fixe et réaliste de  $9.6 \text{ mg.l}^{-1}$  (médianes des concentrations pour lesquelles ce type de spectre est observé), il est possible de recalculer les densités et les vitesses de chute associées aux trois cas de figure (le spectre type observé et les deux hypothèses de prolongation de ce dernier). Il apparaît que la vitesse de chute serait potentiellement surestimée par les mesures effectives du LISST-100X. Dans le cas extrême de l'hypothèse 2, la vitesse de chute estimée par le LISST-100X passerait de  $2.7 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $1.9 \text{ mm.s}^{-1}$  (soit une surestimation de 40 %).

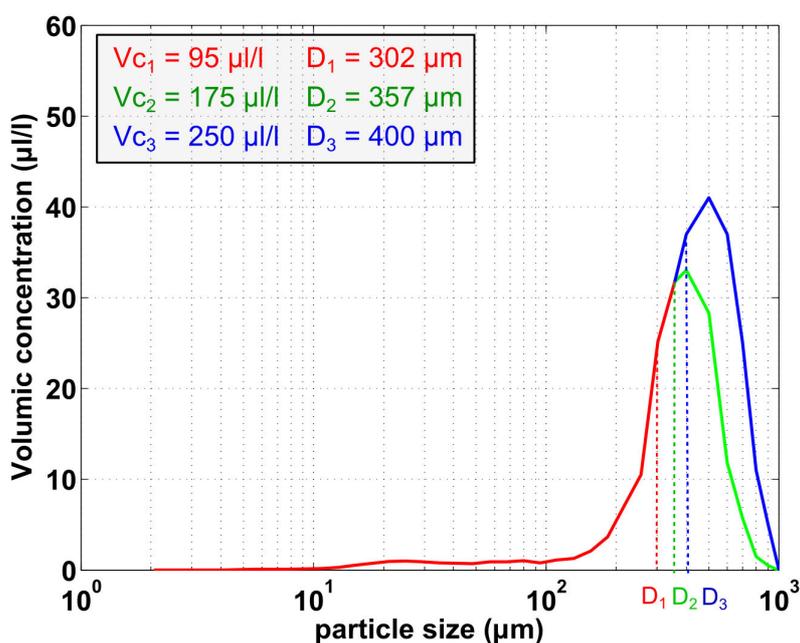


Figure III-27: Distribution volumique par classe de taille fréquemment rencontrée pour les grosses particules identifiées dans la partie supérieure du panache turbide (en rouge) et prolongations théoriques (en vert et en bleu) de ces distributions pour englober totalement la taille des particules. Les concentrations volumiques totales et les diamètres médians identifiés sont également présentés.

|              | $V_c$ ( $\mu\text{l.l}^{-1}$ ) | $d_{50}$ ( $\mu\text{m}$ ) | $\Delta\rho$ ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) | $W_s$ ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) |
|--------------|--------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|------------------------------|
| spectre type | 95                             | 302                        | 58                                  | 2.7                          |
| hypothèse 1  | 175                            | 357                        | 33                                  | 2.2                          |
| hypothèse 2  | 250                            | 400                        | 23                                  | 1.9                          |

Tableau 5 : Récapitulatif des valeurs recalculées associées aux spectres de la Figure III-26. La concentration massique utilisée dans les calculs est de  $9.6 \text{ mg.l}^{-1}$ .

Un dernier biais peut être associé à la mesure de macroflocs au large. En effet, les images acquises par le LISST-HOLO (Many et al., 2016) pour les stations à plus de 20 km de l'embouchure du Rhône attestent la présence d'une proportion non négligeable d'organismes planctoniques (diatomées, ptéropodes, copépodes) (pour exemple, se reporter au triplet d'illustration de droite de la Figure II-17, où le pic à  $400 \mu\text{m}$  est attribué à ces organismes). Dans le cas où ces organismes seraient présents, l'estimation d'une vitesse de chute est incertaine car la séparation minéral/biologique dans la distribution en classe de taille est difficile.

### III.4.2 Synthèse des campagnes conduites de 2011 à 2016

Cette section aborde l'analyse globale des données récoltées pour l'ensemble des campagnes conduites dans le GoL de 2011 à 2016. L'objectif est d'apporter des connaissances sur la distribution spatiale (horizontale et verticale) des caractéristiques des MES des structures turbides présentes à l'embouchure du

Rhône en lien avec les forçages hydrométéorologiques et certains paramètres physiques des masses d'eau, en vue de mieux connaître la dynamique hydrosédimentaire de la zone et ainsi mieux contraindre le modèle numérique mis en place sur le GoL (voir Chapitre V).

### III.4.2.1 Variabilité cross-shore

À proximité de l'embouchure (Mesurho), les profils de concentration en MES (médiane et premier/dernier quartile) montrent une présence quasi permanente du panache turbide (Figure III-28a). En effet, pour 75 % du temps, un gradient de concentrations en MES est présent dans la partie supérieure (premier mètre sous la surface), caractérisé par une concentration médiane de  $20 \text{ mg.l}^{-1}$  en surface qui décroît à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  2 m sous la surface. Il est possible de constater l'absence de signature de la couche néphéloïde de fond pour un grand nombre de mesures, seulement identifiable sur les valeurs du dernier quartile (sur les trois derniers mètres de la colonne d'eau, la concentration en MES est supérieure à  $7 \text{ mg.l}^{-1}$ ), sans que le gradient soit très marqué. De plus, même pour des profondeurs supérieures à 5 m, la valeur médiane de concentration en MES est toujours supérieure à  $3.5 \text{ mg.l}^{-1}$ , attestant la présence d'une structure turbide sur l'ensemble de la colonne d'eau pour au moins 50 % du temps, comme cela a été observé pendant la campagne TUCPA (2014). La même hypothèse peut alors être avancée : cette structure turbide étendue sur toute la colonne peut être un mélange du panache turbide de surface et de la couche néphéloïde de fond, au sein de laquelle un gradient de concentrations est tout de même observé sur la verticale (concentrations élevées en surface et concentrations plus faibles dans le reste de la colonne d'eau). Ce résultat illustre également la forte variabilité du signal turbide de surface, avec une concentration de subsurface pouvant s'étaler de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$  à plus de  $50 \text{ mg.l}^{-1}$ .

Cette variabilité se retrouve également sur les profils de concentration en MES de la Figure III-28b, associés à la station st9 au large. En effet, bien que le profil médian en ce point soit caractérisé par des concentrations en MES toujours inférieures à  $2.5 \text{ mg.l}^{-1}$ , le profil associé aux mesures de concentrations du dernier quartile attestent la présence d'un panache turbide (gradient de concentrations de  $19 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  sur une profondeur de 9 m sous la surface) pour au moins 25 % des mesures réalisées. Au-delà de 15 m de profondeur, les concentrations en MES sont inférieures à  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  pour 75 % des mesures.

Pour ces deux stations de référence, les profils médians associés à différentes classes de débits ont été tracés (voir Tableau 6) sur la Figure III-29, montrant que cette variabilité peut être associée aux variations de débit. En effet, les profils associés aux classes les plus extrêmes ( $Q_1$  et  $Q_4$ ) montrent des profils similaires à ceux des premier et dernier quartiles observés sur la Figure III-28. La Figure III-29 montre également que plus le débit est élevé, plus la concentration en MES dans l'ensemble de la colonne augmente (de  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  en moyenne) et plus la signature du panache turbide est marquée. Pour un débit supérieur à  $3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , la concentration de surface est supérieure à  $20 \text{ mg.l}^{-1}$  (sur le premier mètre) et supérieure à  $30 \text{ mg.l}^{-1}$  en subsurface à la station Mesurho tandis que ces valeurs sont respectivement de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  pour des débits moyens (entre  $1000$  et  $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ). Pour des débits inférieurs à  $1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , les concentrations en surface et subsurface n'excèdent jamais  $3 \text{ mg.l}^{-1}$ . Le panache turbide de surface a clairement été identifié au niveau de la station st9 pour des débits supérieurs à  $3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  alors qu'il n'est que très léger pour des débits compris entre  $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et  $3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  (concentrations d'environ  $4 \text{ mg.l}^{-1}$  jusque 4 m de profondeur, puis rapidement inférieures à  $2 \text{ mg.l}^{-1}$ ). Pour des débits inférieurs à  $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , il est même difficile d'attester la présence du panache turbide, puisque les concentrations sont toujours inférieures à  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  en surface.

Concernant l'allure des profils médians du  $d_{50}$  pour la station Mesurho, deux populations se distinguent, avec la présence de grosses particules en surface ( $> 200 \mu\text{m}$ , jusqu'à 3 m de profondeur) et des particules d'un diamètre médian de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  à plus de 5 m de profondeur. La zone de transition est visible entre 3 et 5 m, caractérisée par une plus grande variabilité dans la mesure. La même observation peut être faite pour la station st9 avec une présence des grosses particules sur une tranche d'eau plus profonde (environ 9 m) et une zone de transition elle aussi plus étendue, jusqu'à environ 20 m. La variabilité de la mesure est plus importante pour cette station que pour Mesurho, et ceci s'explique par les plus faibles concentrations

rencontrées à cette distance de l'embouchure, pour lesquelles il a été montré que la représentativité des résultats du LISST-100X peut être remise en question (la présence ponctuelle de grosses particules peut modifier significativement la distribution volumique).

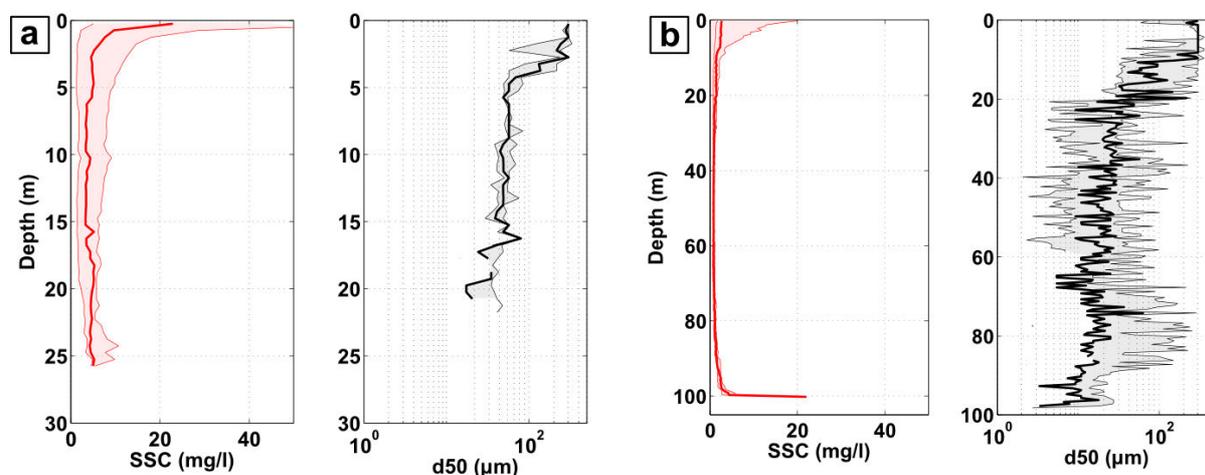


Figure III-28 : Profils médians des concentrations en MES (illustrations de gauche - en rouge) et des diamètres médians des particules (illustrations de droite - en noir) encadrés par les valeurs du premier et troisième quartile pour (a) la station Mesurho, représentative des stations proches de l'embouchure du Rhône et (b) la station st9, représentative des stations éloignées de l'embouchure. 13 et 12 profils ont été utilisés pour tracer respectivement les profils médians en concentration pour Mesurho et st9. 7 et 11 profils ont été utilisés pour tracer respectivement les profils médians des  $d_{50}$  pour Mesurho et st9.

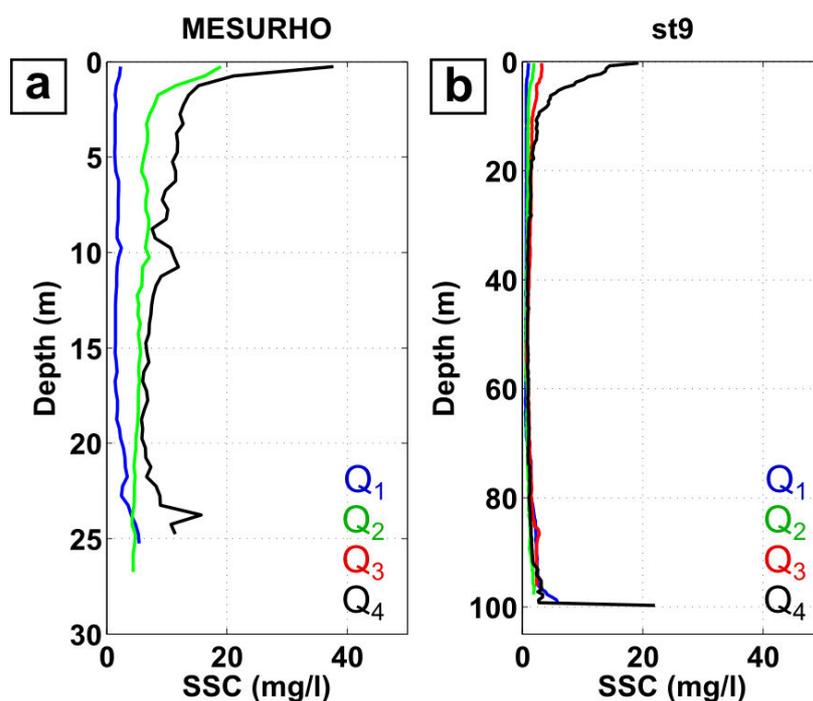


Figure III-29 : Profils médians des concentrations en MES par classe de débit (voir attribution des classes dans le Tableau 6) pour (a) la station MESURHO et (b) la station st9.

|                                        | Q <sub>1</sub> | Q <sub>2</sub> | Q <sub>3</sub> | Q <sub>4</sub> |
|----------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| gammes de $Q_w$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) | [0 ; 1000[     | [1000 ; 2500[  | [2500 ; 3000[  | [3000 ; +∞[    |
| nb profils MESURHO                     | 6              | 2              | 0              | 5              |
| nb profils st9                         | 3              | 3              | 2              | 4              |

Tableau 6 : Description des classes de débits définies dans cette section. Le débit associé à chaque mesure est le débit du Grand Rhône (90 % du débit relevé à la station Beaucaire) moyenné sur les trois jours précédant l'acquisition. Les nombres de profils indiqués correspondent au total de profils utilisés pour obtenir les profils statistiques présentés sur les différentes figures de cette section.

L'évolution cross-shore de la concentration en MES (Figure III-30a) pour l'ensemble des campagnes sur la radiale nord-sud montre que les concentrations dans la partie supérieure du panache turbide décroissent avec la distance, avec une diminution nette entre 4 et 8 km au sud de l'embouchure (d'environ 20 mg.l<sup>-1</sup> à 10 mg.l<sup>-1</sup> en moyenne). En revanche, la décroissance est plus légère pour l'ensemble du panache turbide, caractérisé par des concentrations médianes supérieures à 6 mg.l<sup>-1</sup> à moins de 3 km de l'embouchure, puis variant de 4 mg.l<sup>-1</sup> à 6 mg.l<sup>-1</sup> plus au sud. Avec la distance au large, les concentrations en MES de la partie supérieure et de l'intégralité du panache turbide tendent vers la même valeur (et les mêmes variabilités), soulignant un mélange des deux compartiments le constituant en terme de concentrations, par ailleurs bien distincts dans la zone proche de l'embouchure.

La Figure III-30b montre que l'épaisseur de la partie supérieure du panache augmente légèrement avec l'éloignement à la côte, passant de 4 m à 6 m. Au contraire, le panache turbide dans sa globalité voit sa profondeur diminuer à partir de 5 km offshore, passant d'environ 15 m à moins de 10 m. À proximité de l'embouchure (distance inférieure à 3 km), le panache turbide occupe pour au moins 50 % du temps la totalité de la colonne d'eau. Cette observation rejoint celle qui avait été faite dans le paragraphe précédent pour la station Mesurho, et la même remarque s'y applique : il conviendrait plutôt d'identifier cette structure turbide comme un mélange de deux couches néphéloïdes que comme un étalement du panache turbide de surface sur l'ensemble de la colonne d'eau. La différenciation des deux structures n'a lieu en moyenne qu'à partir de 3 km au sud de l'embouchure.

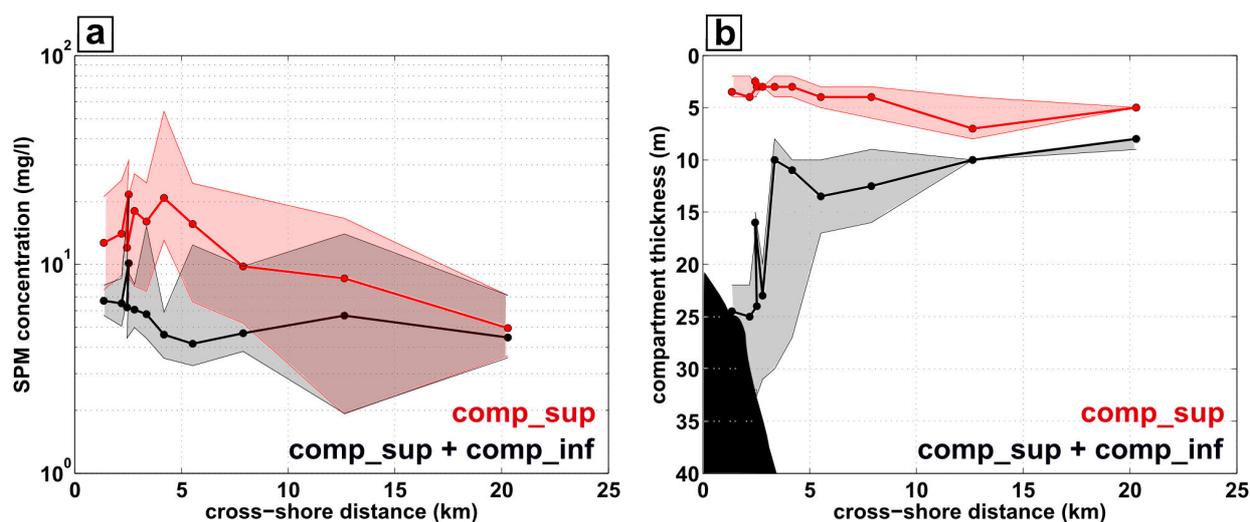


Figure III-30 : Évolution cross-shore de (a) la concentration en MES (en mg.l<sup>-1</sup>) et de (b) l'épaisseur (en m) de la partie supérieure du panache turbide (rouge) et du panache turbide dans son intégralité (noir). Les valeurs médianes sont représentées par les courbes en trait plein, encadrées par les centiles 25 et 75 (domaines en transparence). Le domaine noir en (b) représente le fond.

### III.4.2.2 Densité relative et vitesse de chute des agrégats

Les résultats des calculs de la densité effective des floccs sur l'ensemble des campagnes s'étendent sur une large gamme, allant de 1500 kg.m<sup>-3</sup> (valeur proche de l'excès de densité d'une particule primaire - 1600 kg.m<sup>-3</sup>) à seulement quelques kg.m<sup>-3</sup>. Cette gamme est très étendue en comparaison à d'autres études. En effet, à titre de comparaison, des gammes de [50 ; 300] kg.m<sup>-3</sup> (Winterwerp, 1998) ou de [100 ; 900] kg.m<sup>-3</sup> (Fettweis, 2008) ont pu être mesurées en estuaires, et de [6 ; 450] kg.m<sup>-3</sup> (Fox et al., 2004) dans les eaux du prodelta du Pô. L'évolution de la densité effective en fonction du diamètre médian des floccs montre néanmoins une allure semblable à celle observée par les auteurs précédemment cités (Figure III-31). La confrontation des valeurs de densité effective des floccs et de leur diamètre médian montre également que plusieurs familles de floccs peuvent être identifiées dans le jeu de données présenté (Figure III-31a). Les cercles (bleus) correspondent à des floccs classiquement rencontrés dans la littérature, et trois autres familles, pour lesquelles la qualité de la donnée peut être remise en question : les losanges (verts) permettent d'identifier les très petites particules ( $d_{50} < 10 \mu\text{m}$ ) observées lors de la campagne TUCPA (2014), et les

carrés (roses) et les triangles (rouges) sont associés aux mesures pour lesquelles le spectre de taille montre une allure tronquée, comme celui de l'exemple de la Figure III-27, où il est possible que seule une partie de la population de MES soit mesurée, posant la question du calcul du  $d_{50}$  et de la densité. Les carrés et les triangles se différencient par leur densité effective associée (inférieure à  $30 \text{ kg.m}^{-3}$  pour les carrés). La Figure III-31b montre que la majorité de la donnée est constituée de flocs de diamètre compris entre 20 et  $70 \mu\text{m}$ , avec des densités effectives comprises entre  $200 \text{ kg.m}^{-3}$  et  $900 \text{ kg.m}^{-3}$ . Le gradient de salinité ne semble pas être la cause de la présence des flocs de grande taille et de faible densité identifiés par les carrés roses puisque ces flocs sont également observés pour des gradients proches de  $0 \text{ PSU.m}^{-1}$ . Ces flocs sont néanmoins généralement observés pour des concentrations en MES supérieures à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  (Figure III-31d).

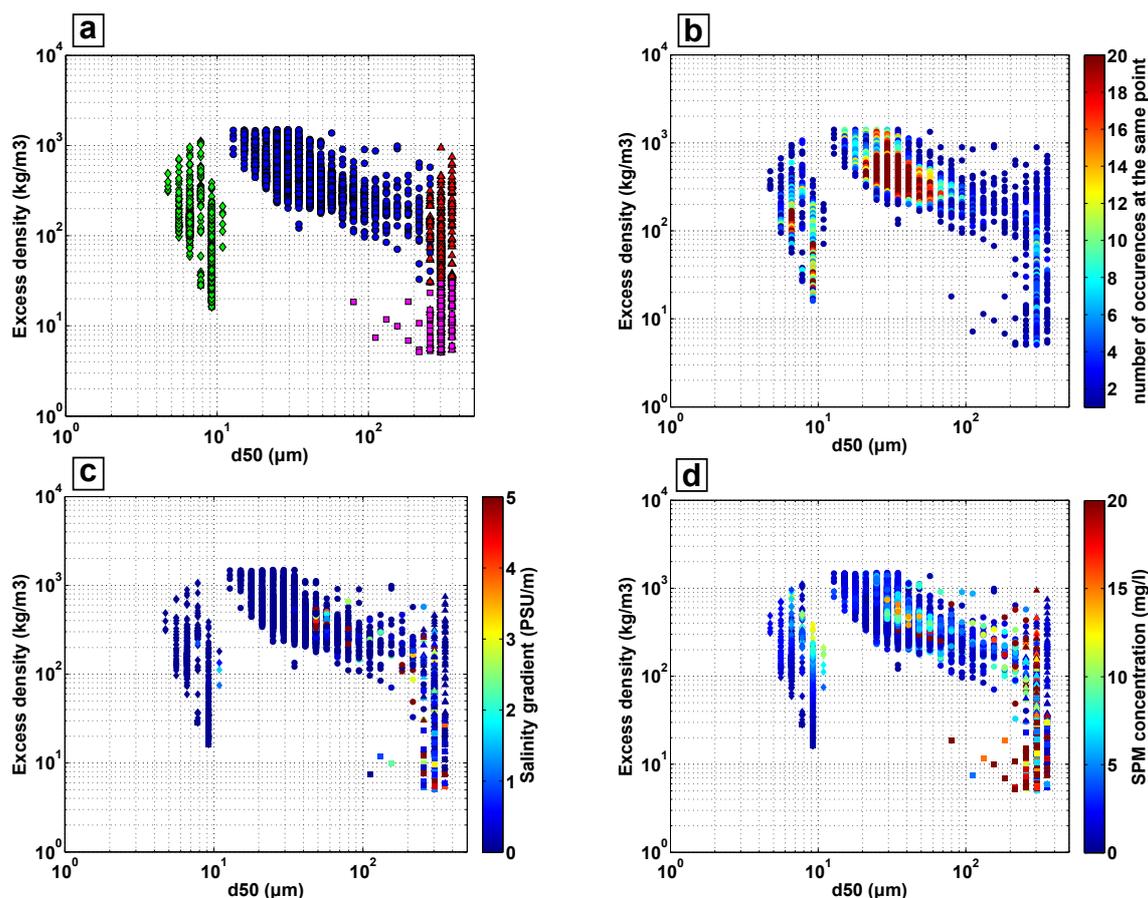


Figure III-31 : Évolution de l'excès de densité des flocs ( $\Delta\rho$  - en  $\text{kg.m}^{-3}$ ) avec leur diamètre médian ( $d_{50}$  - en  $\mu\text{m}$ ). En (a) : identification de trois familles de flocs douteuses : les très petites particules de TUCPA (losange) et les mesures montrant un spectre tronqué dans les gros diamètres pour des densités inférieures à  $30 \text{ kg.m}^{-3}$  (carrés roses) ou supérieures (triangles rouges). Les échelles de couleur représentent (b) la densité de points, (c) le gradient de salinité (en  $\text{PSU.m}^{-1}$ ) et (d) la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ).

En confrontant la vitesse de chute des flocs avec leur diamètre, les quatre populations se retrouvent bien définies (Figure III-32). Les mesures associées aux très petites particules de la campagne TUCPA se trouvent isolées du reste des données et sont caractérisées par des vitesses de chute comprises en majorité entre  $0.001 \text{ mm.s}^{-1}$  et  $0.01 \text{ mm.s}^{-1}$ . Les mesures associées à des spectres tronqués et de très faibles densités ( $< 30 \text{ kg.m}^{-3}$  - carrés roses) montrent des vitesses de chute d'environ un ordre de grandeur plus faibles que le reste des mesures à diamètre équivalent (quelques dixièmes de  $\text{mm.s}^{-1}$  contre quelques  $\text{mm.s}^{-1}$ ). Une partie des mesures associées à des spectres tronqués et des densités supérieures à  $30 \text{ kg.m}^{-3}$  (triangles rouges) se superposent et prolongent le nuage de points associé aux agrégats inférieurs à  $250 \mu\text{m}$ , pour lesquels une relation en loi puissance a pu être établie entre la vitesse de chute des flocs ( $W_s$ ) et leur diamètre médian ( $d_{50}$ ) (points bleus) :

$$W_s = ad_{50}^b \quad \text{Eq. 10}$$

avec  $a = 0.0027$  et  $b = 1.31$  et où  $W_s$  est exprimée en  $\text{mm.s}^{-1}$  et  $d_{50}$  en  $\mu\text{m}$ . À titre de comparaison, Sternberg et al. (1999) proposent  $a = 0.0002$  et  $b = 1.54$ , soit environ un ordre de grandeur en-dessous, et Gibbs (1985) propose  $a = 0.0131$  et  $b = 0.78$ . En Méditerranée, Curran et al. (2007) ont estimé des coefficients  $a = 0.004$  et  $b = 0.77$  pour des floes représentatifs du néphéloïde de fond du Golfe du Lion et Fox et al. (2004) des coefficients  $a = 0.0019$  et  $b = 1.33$  dans la zone d'influence du panache turbide du Pô, valeurs très proches de celles obtenues dans le panache du Rhône, ici présentées (Figure III-32).

Many (*pers. comm.*) a également dérivé une relation taille/vitesse de chute en loi puissance à partir des images acquises par le LISST-HOLO, déployé sur la même structure que le LISST-100X pendant les campagnes MATUGLI (2016). Outre la période considérée (plus longue dans le cas les travaux présentés précédemment dans ce chapitre), la méthode employée par Many pour estimer les diamètres des floes et leur densité est différente : pour un floe donné, son diamètre est déterminé à partir de son image 2D et une dimension fractale lui est associée afin de calculer une vitesse de chute. La tendance est très proche (courbe orange sur la Figure III-32) de celle observée pour les données du LISST-100X sur l'ensemble des campagnes de 2011 à 2016 ( $b = 1.54$  pour les données acquises par imagerie holographique) bien que les mesures montrent des vitesses de chute plus faibles à diamètre équivalent (*e.g.* jusqu'à 5 fois plus faibles pour des floes de  $100 \mu\text{m}$  de diamètre).

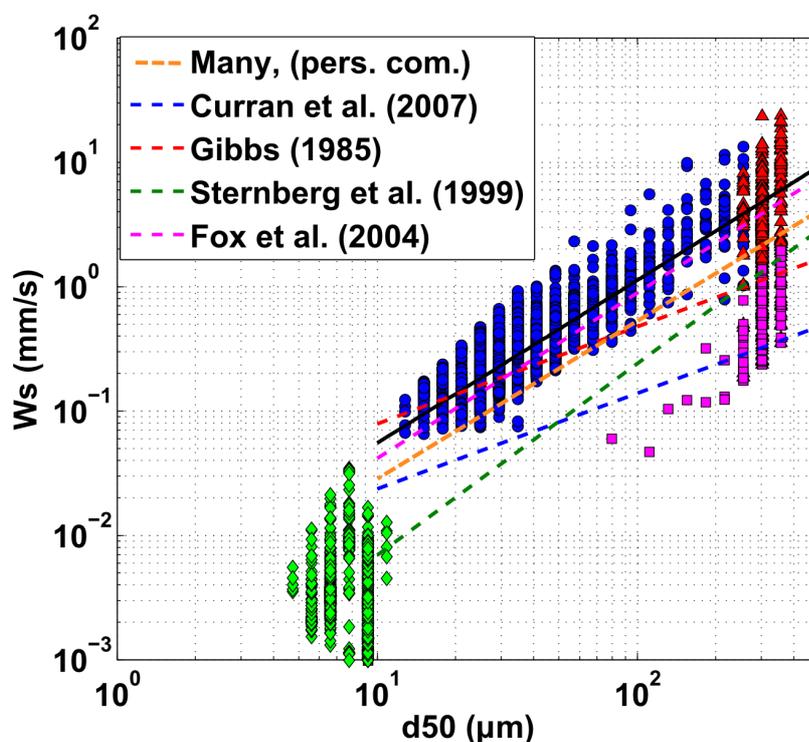


Figure III-32 : Évolution de la vitesse de chute des floes ( $W_s$  - en  $\text{mm.s}^{-1}$ ) en fonction de leur diamètre ( $d_{50}$  - en  $\mu\text{m}$ ) pour l'ensemble des données acquises. Les valeurs associées aux familles de données douteuses (triangles, carrés et losanges) n'ont pas été prises en compte dans le calcul de la loi liant  $d_{50}$  à  $W_s$  (courbe noire -  $W_s = 0.0027.d_{50}^{1.31}$ ). Les courbes en pointillés sont les relations proposées par Many (*pers. com.*) (orange), Curran et al. (2007) (bleu), Gibbs (1985) (rouge), Sternberg et al. (1999) (vert) et Fox et al. (2004).

### III.4.2.3 Caractéristiques des MES par compartiment et par classe de débit

Pour les prochaines analyses, seules les particules associées aux points bleus de la Figure III-31a ont été considérées, compte tenu du caractère exclusif des très petites particules observées seulement pour la campagne TUCPA et du doute ayant été émis précédemment sur la fiabilité des estimations des diamètres et des densités des familles de particules associées aux carrés roses et aux triangles rouges.

L'étude statistique des concentrations en MES par compartiment (Figure III-33) met en évidence l'augmentation de la concentration médiane avec le débit du Rhône dans la partie supérieure du panache

turbide, où les valeurs s'étendent d'environ  $1.5 \text{ mg.l}^{-1}$  pour les débits faibles ( $Q_I \equiv Q_w < 1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) à plus de  $20 \text{ mg.l}^{-1}$  pour les débits les plus élevés ( $Q_4 \equiv Q_w \geq 3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ). En revanche, les concentrations en MES varient peu dans les compartiments inférieurs, néanmoins caractérisés par des concentrations médianes différentes. Les concentrations médianes sont comprises entre  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $6 \text{ mg.l}^{-1}$  dans la partie inférieure du panache turbide, entre  $4 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  dans le BNL et entre  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  dans la partie neutre de la colonne d'eau. La classe de débit  $Q_I$  n'est pas représentée pour la partie inférieure du panache turbide car ce compartiment n'a pas été détecté dans ces conditions.

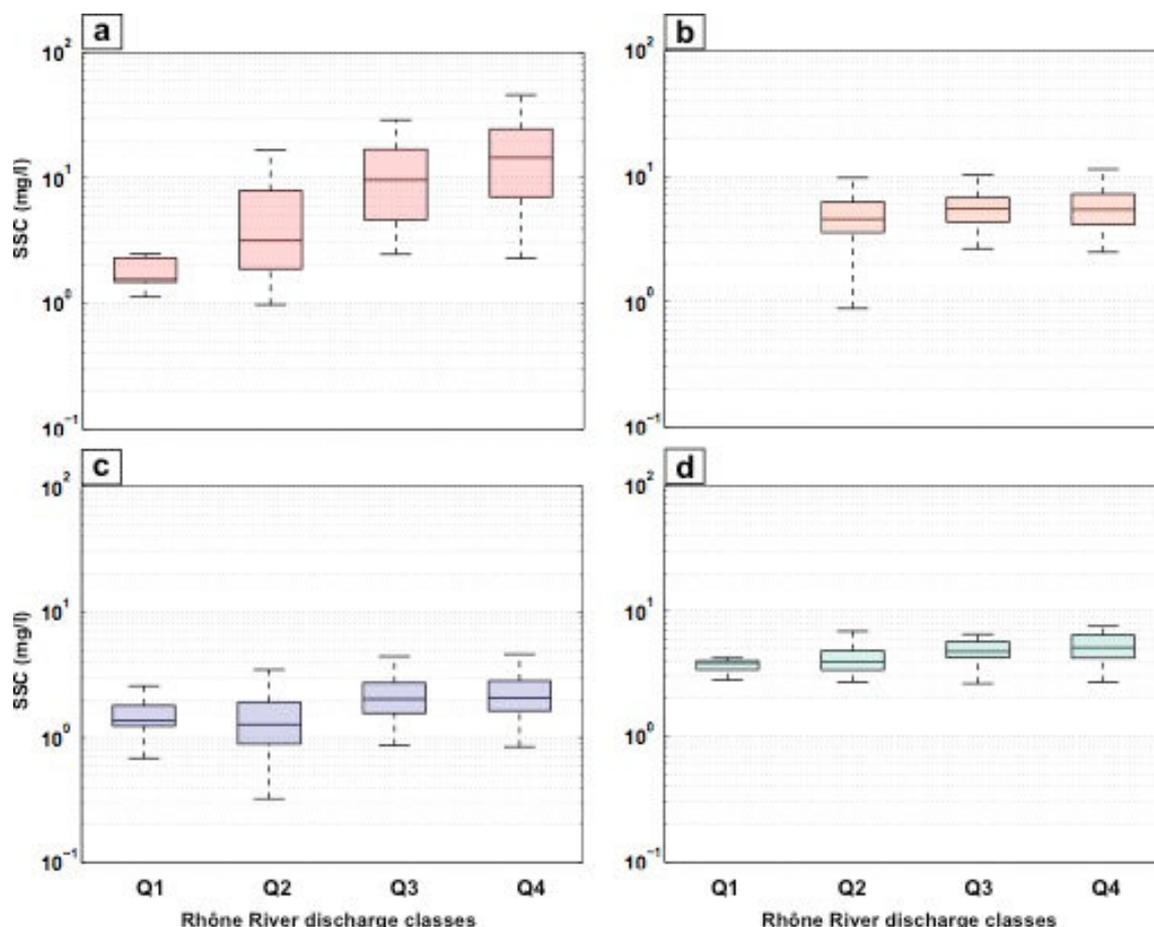


Figure III-33 : Représentation sous forme de boîte à moustaches des concentrations en MES (en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) par classe de débit (voir Tableau 6) pour (a) le compartiment associé à la partie supérieure du panache turbide, (b) à sa partie inférieure, (c) la partie neutre de la colonne d'eau et (d) la couche néphéloïde de fond (BNL). Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales sans considérer les outliers\* ; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premier et troisième quartiles et  $w$  est la valeur de la moustache associée.

La Figure III-34 montre l'évolution de la distribution en taille des MES composant les différents compartiments de la colonne d'eau selon les quatre classes de débits exposées dans le Tableau 6. Ces résultats montrent que les floccs de diamètres supérieurs à  $200 \mu\text{m}$  sont présents quelle que soit l'intensité du débit du Rhône pour la partie supérieure du panache turbide. Une population de microflocs (diamètres de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$ ) peut également être identifiée dans cette partie du panache, dont la signature est bien claire pour les débits supérieurs à  $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  (Figure III-34a). Pour des débits inférieurs à  $1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , il est possible de voir la signature légère d'une famille de petites particules (13 % du spectre médian est associé à des diamètres inférieurs à  $10 \mu\text{m}$ ), du même type que la population de flocculis associée à la campagne TUCPA (2014), encore présente mais plus faiblement (7 % du spectre médian est associé à des diamètres inférieurs à  $10 \mu\text{m}$ ) pour des débits compris entre  $1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et  $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , et qui ne se distingue plus par rapport aux deux autres familles de particules (microflocs et macroflocs) pour les débits supérieurs à

2500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (ou bien n'est plus présente). Dans les compartiments composant le reste de la colonne d'eau, les distributions en classe de taille sont similaires et mettent en avant la présence de particules de plus faible diamètre, variant de quelques µm à quelques dizaines de µm. Les spectres médians s'affinent avec l'augmentation de l'intensité du débit du Rhône, mettant en avant une augmentation de la proportion de silts ou de petits microflocs dans ces compartiments avec le débit. Les observations de Adell (2013) ne mettent pas en avant un changement significatif de la proportion d'argiles ou de silts dans les eaux de surface du Rhône à la station de mesure SORA (en Arles) avec le débit. La présence de micro-agrégats peut donc être suspectée au sein de ces compartiments.

Il convient de noter que le spectre associé à la partie neutre de la colonne d'eau pour des débits inférieurs à 1000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Figure III-34c) montre la signature de floccs de diamètre supérieur à 200 µm. Ceci s'explique sûrement par le fait que, dans ces conditions, la compartimentation a été moins efficace au vu des très faibles concentrations en MES. Les compartiments sont donc moins individualisés et ce compartiment pour des débits faibles formerait une classe hybride combinant les quatre compartiments. Il est également notable que la population de très petites particules est présente sur d'autres campagnes que celles de TUCPA (2014), même si elle reste très minoritaire, contrairement aux campagnes TUCPA (2014), où elle contribue régulièrement à plus de 50 % du signal de la majorité des stations dans les compartiments sous la partie supérieure du panache turbide (Figure III-23).

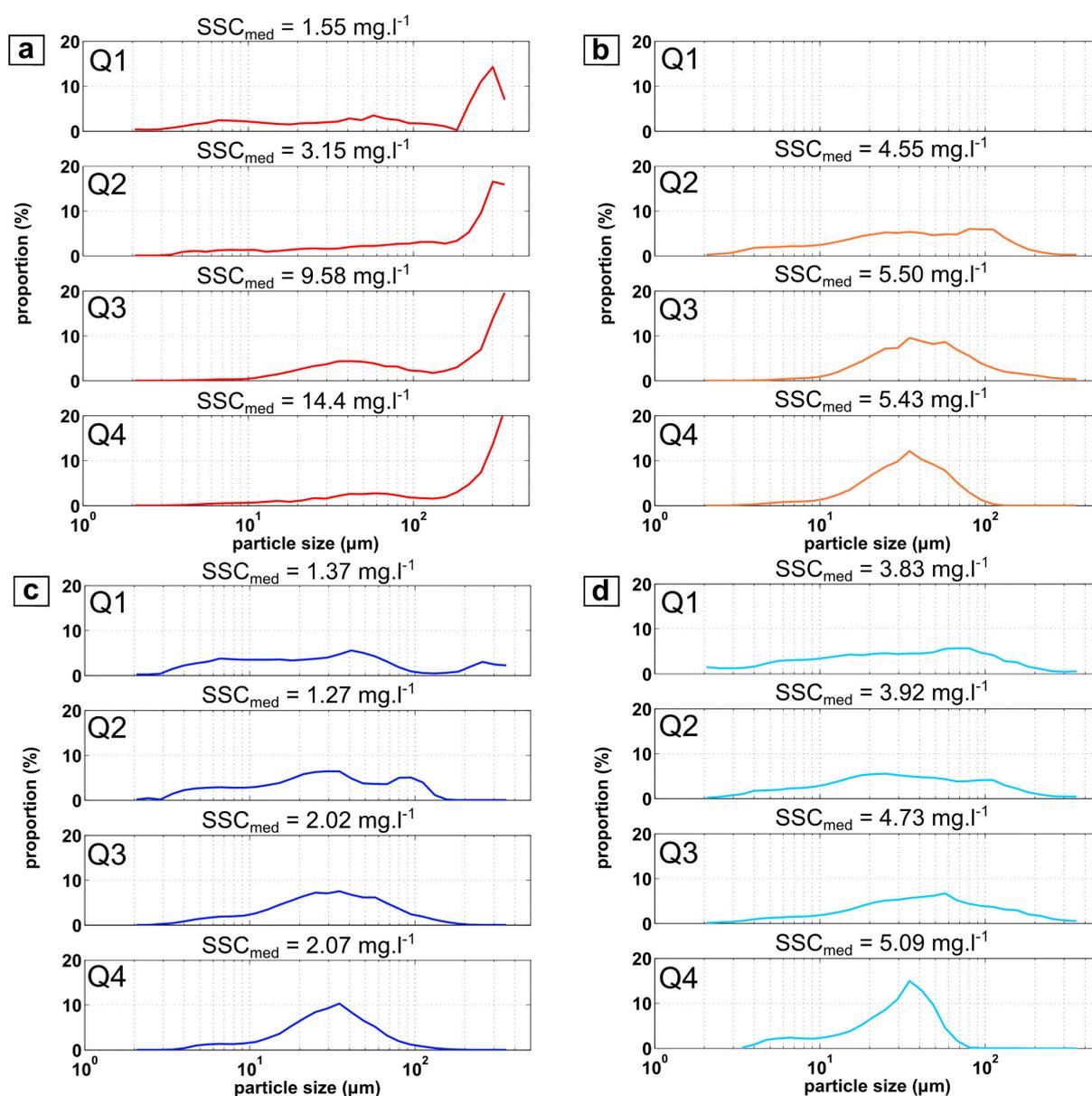
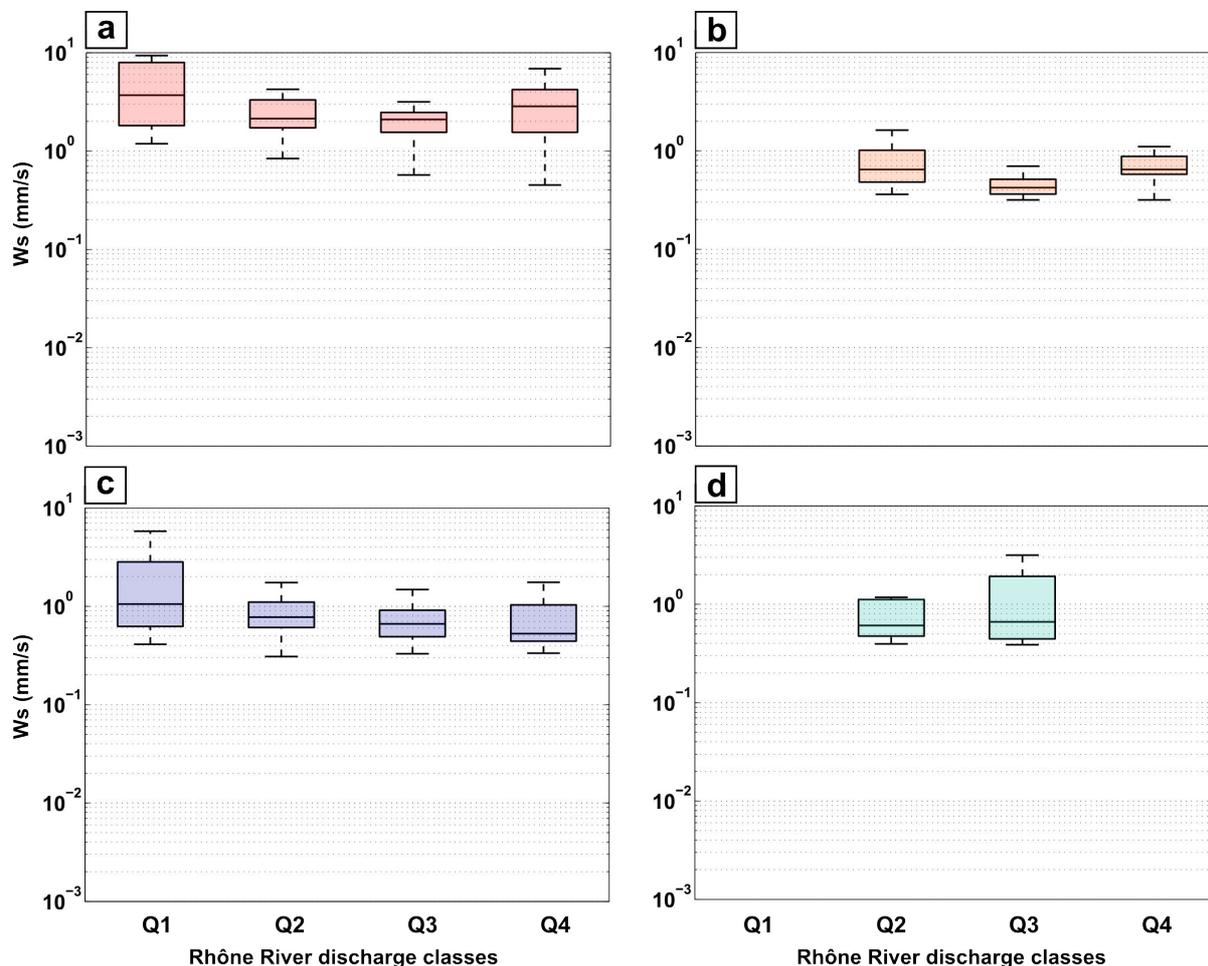


Figure III-34 : Distributions volumiques par classes de débit (de  $Q_1$  à  $Q_4$  - voir Tableau 6) pour (a) le compartiment associé à la partie supérieure du panache turbide, (b) à sa partie inférieure, (c) la partie neutre de la colonne d'eau et (d) la couche néphéloïde de fond (BNL). Les concentrations médianes en MES associées sont indiquées en haut de chaque spectre.

Concernant la vitesse de chute des particules (Figure III-35), des valeurs médianes d'environ  $2 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $3.5 \text{ mm.s}^{-1}$  sont observées pour la partie supérieure du panache de surface où, pour rappel, ce sont les floccs de diamètre élevé ( $> 200 \mu\text{m}$ ) qui sont présents en majorité. Ces vitesses de chutes peuvent être surestimées de moitié, comme cela a été vu dans la section précédente, relative à l'analyse des données de la campagne TUCPA (2014). Dans ce compartiment, les vitesses de chute minimales et maximales s'étendent sur une large gamme de valeurs, quel que soit le débit. Par exemple, pour des débits supérieurs à  $3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , cette gamme de valeurs s'étend d'environ  $0.5 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $6 \text{ mm.s}^{-1}$ , et pour des débits inférieurs à  $1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , elle s'étend de  $1 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $10 \text{ mm.s}^{-1}$ . Des vitesses de chute dans cette gamme de valeurs ont également été observées dans les eaux du prodelta du Pô par Fox et al. (2004), avec des floccs d'environ  $250 \mu\text{m}$  chutent à plus de  $3 \text{ mm.s}^{-1}$ .

Dans les trois autres compartiments, les valeurs médianes des vitesses de chutes se situent autour de quelques dixièmes de  $\text{mm.s}^{-1}$ , dans la gamme de vitesses de chute observées par Curran et al. (2007) sur le plateau du GoL. Quel que soit le compartiment observé, les vitesses de chutes ne semblent pas être impactées par

l'intensité du débit du Rhône. Aucune donnée n'est associée aux classes  $Q_1$  et  $Q_4$  pour le néphéloïde de fond car trop peu de données étaient disponibles pour une analyse statistique et, pour la classe  $Q_4$ , la totalité des diamètres mesurés était associée à la famille de particules de très petit diamètre ( $d < 10 \mu\text{m}$ ) rencontrée lors de la campagne TUCPA (2014), retirés de cette analyse.



\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premiers et troisièmes quartiles et  $w$  est la valeur de la moustache associée.

| $Q_w (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$ | SSC ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ) |     |     |     | $d_{50} (\mu\text{m})$ |    |    |    | $\Delta\rho (\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})$ |     |     |     | $W_s (\text{mm}\cdot\text{s}^{-1})$ |     |     |     |
|----------------------------------------|---------------------------------------|-----|-----|-----|------------------------|----|----|----|--------------------------------------------|-----|-----|-----|-------------------------------------|-----|-----|-----|
|                                        | 1                                     | 2   | 3   | 4   | 1                      | 2  | 3  | 4  | 1                                          | 2   | 3   | 4   | 1                                   | 2   | 3   | 4   |
| $Q_1 [0 ; 1000[$                       | 1.6                                   | -   | 1.4 | 3.8 | 217                    | -  | 35 | 35 | 370                                        | -   | 557 | 444 | 3.7                                 | -   | 1   | -   |
| $Q_2 [1000 ; 2500[$                    | 3.2                                   | 4.6 | 1.3 | 3.9 | 183                    | 41 | 29 | 35 | 176                                        | 457 | 416 | 285 | 2.1                                 | 0.6 | 0.8 | 0.6 |
| $Q_3 [2500 ; 3000[$                    | 9.6                                   | 5.5 | 2.0 | 4.7 | 155                    | 41 | 29 | 41 | 147                                        | 246 | 481 | 315 | 2.0                                 | 0.4 | 0.7 | 0.7 |
| $Q_4 [3000 ; +\infty[$                 | 14.4                                  | 5.4 | 2.0 | 5.1 | 200                    | 35 | 35 | 30 | 186                                        | 478 | 479 | 783 | 2.8                                 | 0.6 | 0.5 | -   |

Tableau 7 : Tableau récapitulatif des valeurs médianes par compartiment (1 ■ compartiment supérieur du panache ; 2 ■ compartiment inférieur du panache ; 3 ■ partie neutre de la colonne d'eau ; 4 ■ couche néphéloïde de fond - BNL) pour la concentration en MES (SSC - en  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ), le diamètre médian ( $d_{50}$  - en  $\mu\text{m}$ ), l'excès de densité ( $\Delta\rho$  - en  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) et la vitesse de chute ( $W_s$  - en  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) des particules.

### III.4.2.4 Dynamique de floculation des MES à l'embouchure du Rhône

Afin de déterminer les facteurs influençant la vitesse de chute des floccs à l'embouchure du Rhône (et donc la dynamique de floculation des MES), cette grandeur a été comparée à différents paramètres inhérents au milieu dans lequel elles évoluent. Les données considérées douteuses (carrés roses et triangles rouges de la Figure III-31a) ont été retirées des analyses qui suivent.

#### Rôle de la concentration en MES

Dans un premier temps, l'intérêt s'est porté sur l'influence de la concentration en MES, ce paramètre étant identifié comme moteur majeur de la floculation, principalement en estuaire (Manning and Dyer, 1999; Manning and Schoellhamer, 2013; Milligan et al., 2007; Verney, 2006). Les résultats montrent que les vitesses de chute des très petites particules ( $d < 10 \mu\text{m}$ ) observées pendant la campagne TUCPA (2014) sont liées à la concentration en MES par la relation suivante :

$$W_{s_{d < 10}} = kSSC^n \quad \text{Eq. 11}$$

où  $W_{s_{d < 10}}$  est la vitesse de chute des floccs (en  $\text{m.s}^{-1}$ ),  $SSC$  la concentration en MES (en  $\text{g.l}^{-1}$ ) et  $k$  et  $n$  des coefficients valant respectivement 0.81 et 0.0005. Ces coefficients s'inscrivent dans la large gamme de valeurs rencontrée dans la littérature, *e.g.* (Lafite, 2001; Thorn, 1982; van Leussen, 1994; Winterwerp, 1999) (Figure III-36). En revanche, il ne se dégage pas de relation claire entre la vitesse de chute des autres floccs et la concentration en MES, comme en témoigne le nuage de points de la partie supérieure du graphique de la Figure III-37a. Les vitesses de chute semblent tout de même augmenter pour des concentrations en MES supérieures à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ , où les floccs chutent à des vitesses toujours supérieures à  $0.2 \text{ mm.s}^{-1}$ . Il aurait été intéressant d'avoir plus de données dans cette gamme de concentrations en MES et au delà, étant possible qu'une dynamique de floculation induite par la concentration en MES ne se mette en place qu'à partir d'un certain seuil en concentration. En effet, à titre de comparaison, la plupart des mesures présentées dans la littérature (issues de zones estuariennes) sont réalisées dans des eaux dont la concentration en MES est supérieure à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ . Il est donc possible qu'une dynamique de floculation induite par la concentration en MES se mette en place à l'embouchure du Rhône pour des concentrations plus élevées, qui n'ont pas été observées durant les campagnes en mer présentées dans ce manuscrit.

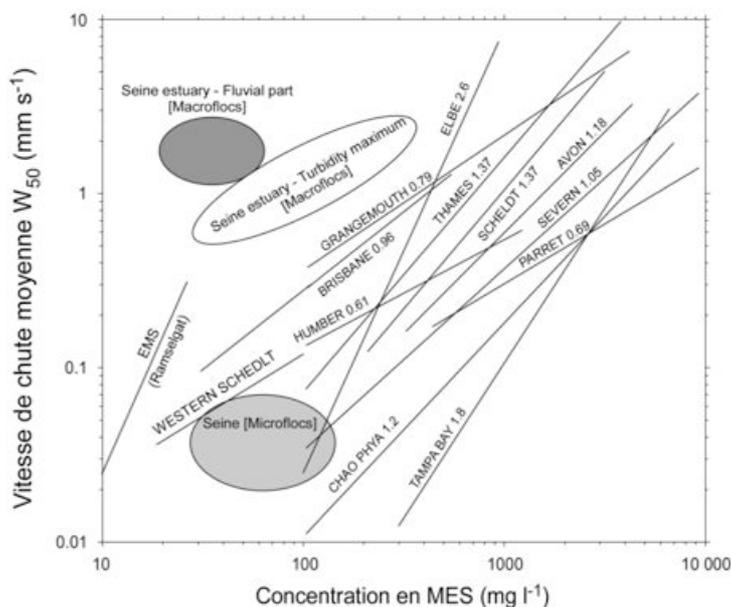


Figure III-36 : Comparaison de différentes relations en loi de puissance établies entre la vitesse de chute des floccs ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) et la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) d'après Verney (2006). Les coefficients  $n$  sont indiqués par les valeurs au-dessus des droites.

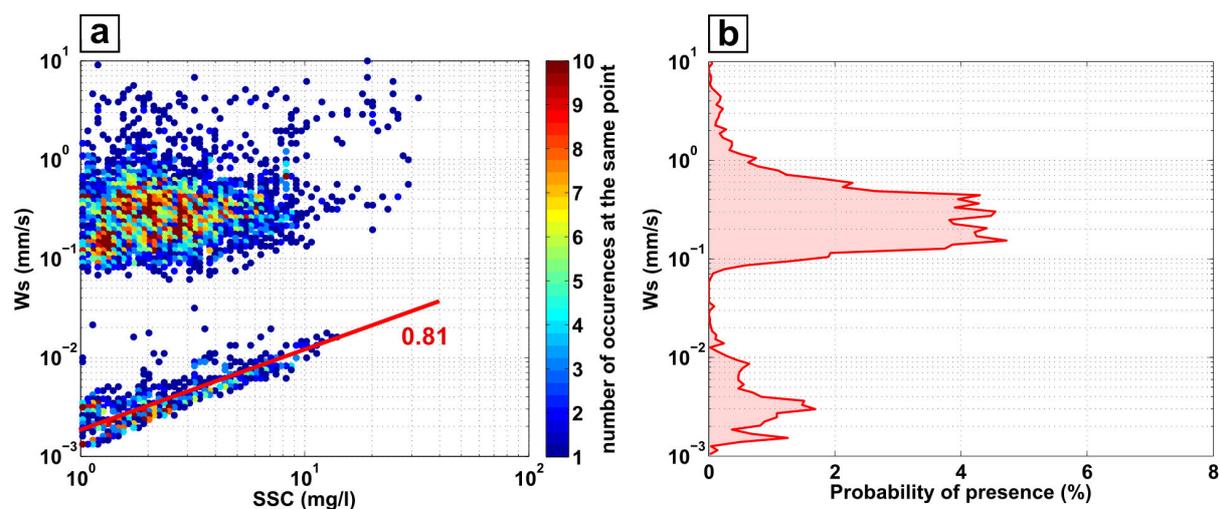


Figure III-37 : Lien entre la concentration en MES ( $SSC$  - en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) et vitesse de chute des particules ( $W_s$  - en  $\text{mm.s}^{-1}$ ) pour les campagnes de 2011 à 2016. L'échelle de couleur représente le nombre d'occurrences d'un même couple ( $SSC, W_s$ ) et est limitée à 10 (les valeurs peuvent être supérieures). L'équation de la courbe rouge est la relation  $W_s = kSSC^n$  où  $k = 0.0005$  et  $n = 0.81$  (indiqué sur le graphique).

La courbe de distribution des vitesses de chute mesurée (Figure III-37b) montre que la majorité des floccs observés est caractérisée par une vitesse de chute située entre 0.1 et 1  $\text{mm.s}^{-1}$ , dans la continuité de ce qui a pu être observé dans le GoL (Curran et al., 2007) ou dans d'autres zones côtières comme sur le plateau continental californien, dans une zone impactée par le panache du fleuve Eel où les concentrations en MES sont comparables à celles présentées dans ce manuscrit (la majorité du temps inférieures à 10  $\text{mg.l}^{-1}$ ), (Curran et al., 2002; Hill et al., 2000; Hill et al., 1994) reportant des valeurs de vitesse de chute moyennes de quelques dixièmes de  $\text{mm.s}^{-1}$  pour des floccs de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$ , ou encore dans les eaux du prodelta du Pô, où des vitesses de chutes comprises entre 0.1  $\text{mm.s}^{-1}$  et 8  $\text{mm.s}^{-1}$  ont pu être observées pour des floccs de diamètre variant entre 70  $\mu\text{m}$  et 1 mm (Fox et al., 2004). Ces floccs majoritaires sont surtout observés dans les compartiments situés sous la partie supérieure du panache turbide, constituée de floccs de grande taille ( $d > 150 \mu\text{m}$ ) pour lesquelles les vitesses de chute sont généralement supérieures à 1  $\text{mm.s}^{-1}$  comme le montrent les courbes de distribution des vitesses de chute par compartiment (Figure III-38).

La Figure III-38a permet d'affirmer que les particules de grande taille ( $d > 150 \mu\text{m}$ ) (Tableau 7) ne possèdent pas de dynamique spécifique en lien avec la concentration en MES. Les très petites particules observées lors de la campagne TUCPA (2014) ne sont pas présentes dans le compartiment supérieur du panache turbide mais se retrouvent dans les trois autres (Figure III-38b,c,d). Il est d'ailleurs possible de voir, d'après la distribution des vitesses de chutes dans le BNL (Figure III-39d), que ces petites particules chutent plus rapidement dans ce compartiment que dans la partie neutre de la colonne d'eau ou que dans la partie inférieure du panache turbide. Ces trois compartiments montrent des résultats très semblables mais de légères différences qu'il est possible de discuter. Très peu de floccs (seulement 3 mesures) ont des vitesses de chute supérieures à 1  $\text{mm.s}^{-1}$  dans le compartiment associé à la couche néphéloïde de fond. La majorité des valeurs de vitesses de chute dans ce compartiment sont d'ailleurs plutôt dans la partie basse de la gamme de valeurs observées pour la majorité de l'ensemble des données (Figure III-37) où, pour plus de 90 % des floccs de ce compartiment (hors très petites particules de TUCPA), les vitesses n'excèdent pas 0.5  $\text{mm.s}^{-1}$  (Figure III-39d). De plus, un nombre assez important de floccs chutant à des vitesses supérieures à 1  $\text{mm.s}^{-1}$  a été observé dans le compartiment associé à la partie neutre de la colonne d'eau, comparativement aux compartiments associés à la partie inférieure du panache turbide et à la couche néphéloïde de fond. Ceci peut être la signature de la chute des gros floccs rencontrés dans la partie supérieure du panache puisque la relation  $W_s-d_{50}$  indique que les vitesses de chutes supérieures à 1  $\text{mm.s}^{-1}$  correspondent à des floccs de diamètre supérieurs à environ 100  $\mu\text{m}$ .

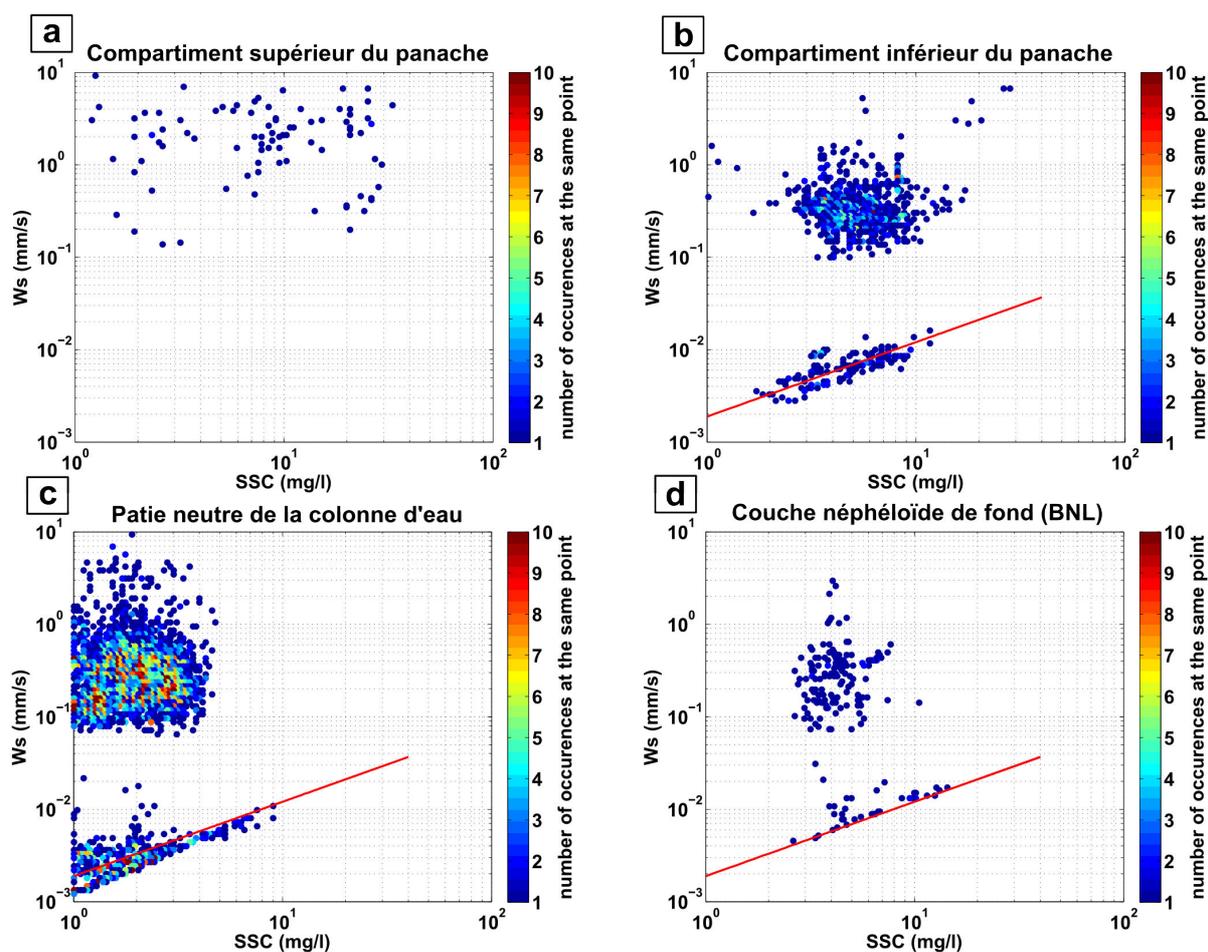


Figure III-38 : Lien entre la concentration en MES ( $SSC$  - en  $mg.l^{-1}$ ) et vitesse de chute des particules ( $W_s$  - en  $mm.s^{-1}$ ) pour les campagnes de 2011 à 2016 par compartiment. (a) partie supérieure du panache turbide, (b) partie inférieure du panache turbide, (c) partie neutre de la colonne d'eau et (d) couche néphéloïde de fond (BNL). L'échelle de couleur représente le nombre d'occurrences d'un même couple ( $SSC, W_s$ ) et est limitée à 10 (les valeurs peuvent être supérieures). La droite rouge est la relation déduite pour les très petites particules ( $W_s = 0.0005.SSC^{0.81}$ ).

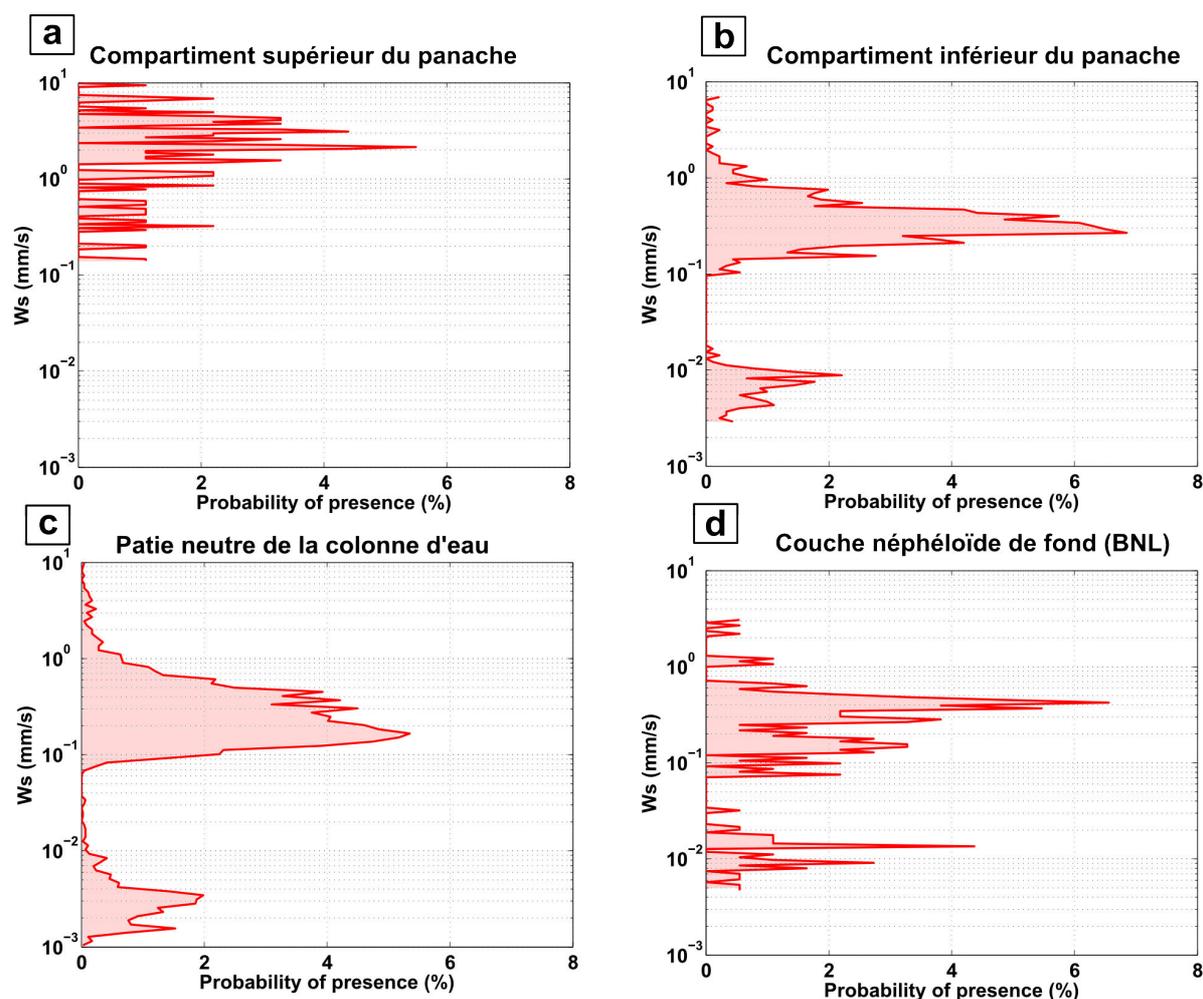


Figure III-39 : Distribution statistique des vitesses de chutes mesurées par compartiment. (a) Compartiment supérieur du panache turbide, (b) compartiment inférieur du panache turbide, (c) partie neutre de la colonne d'eau et (d) couche néphéloïde de fond (BNL).

### Rôle de la salinité

La salinité n'apparaît pas directement gouverner la dynamique de floculation des MES à l'embouchure du Rhône, aucune relation explicite entre cette grandeur et la vitesse de chute des floccs ne pouvant être observée à partir de la Figure III-40. De plus, toute la gamme de valeurs de vitesses de chute se retrouve pour des salinités de 38 PSU, valeur typique des eaux du Golfe du Lion. Il est cependant notable qu'aucune population de floccs observée dans les eaux inférieures à 28 PSU ne chute à moins de  $0.3 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Ces eaux paraissent donc constituer des zones à prédominance de macrofloccs. Ces eaux dessalées sont principalement représentées dans les deux compartiments supérieurs de la colonne d'eau (Figure III-41a,b) même si des salinités plus faibles sont également associées à ces compartiments « panache ». Cette observation marque la différence d'emprise du panache turbide, caractérisé par sa composition/concentration sédimentaire et du panache d'eau douce, généralement moins profond que le premier (Figure III-13).

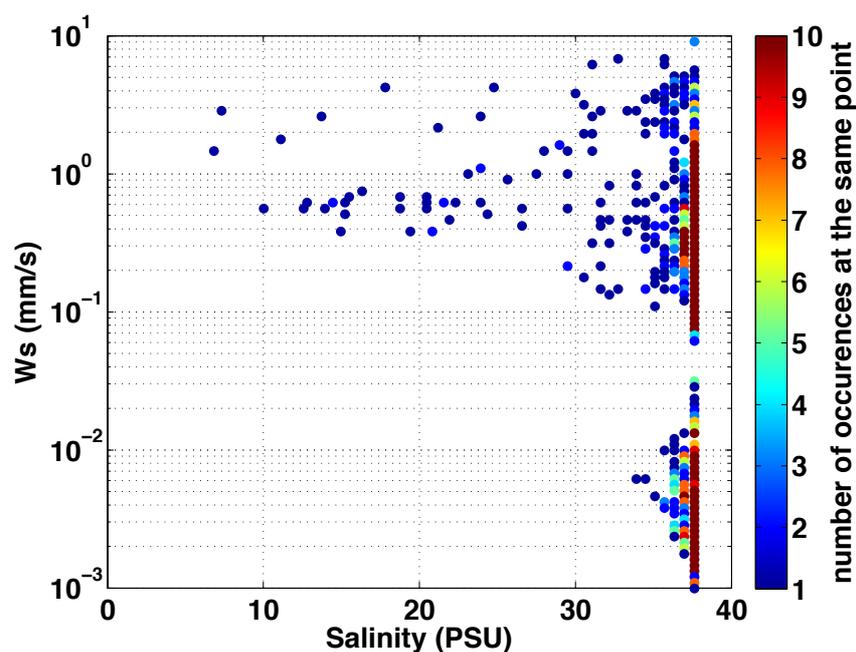


Figure III-40 : Lien entre la salinité ( $SAL$  - en PSU) et vitesse de chute des particules ( $W_s$  - en  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) pour les campagnes de 2011 à 2016. L'échelle de couleur représente le nombre d'occurrences d'un même couple ( $SAL, W_s$ ) et est limitée à 10 (les valeurs peuvent être supérieures).

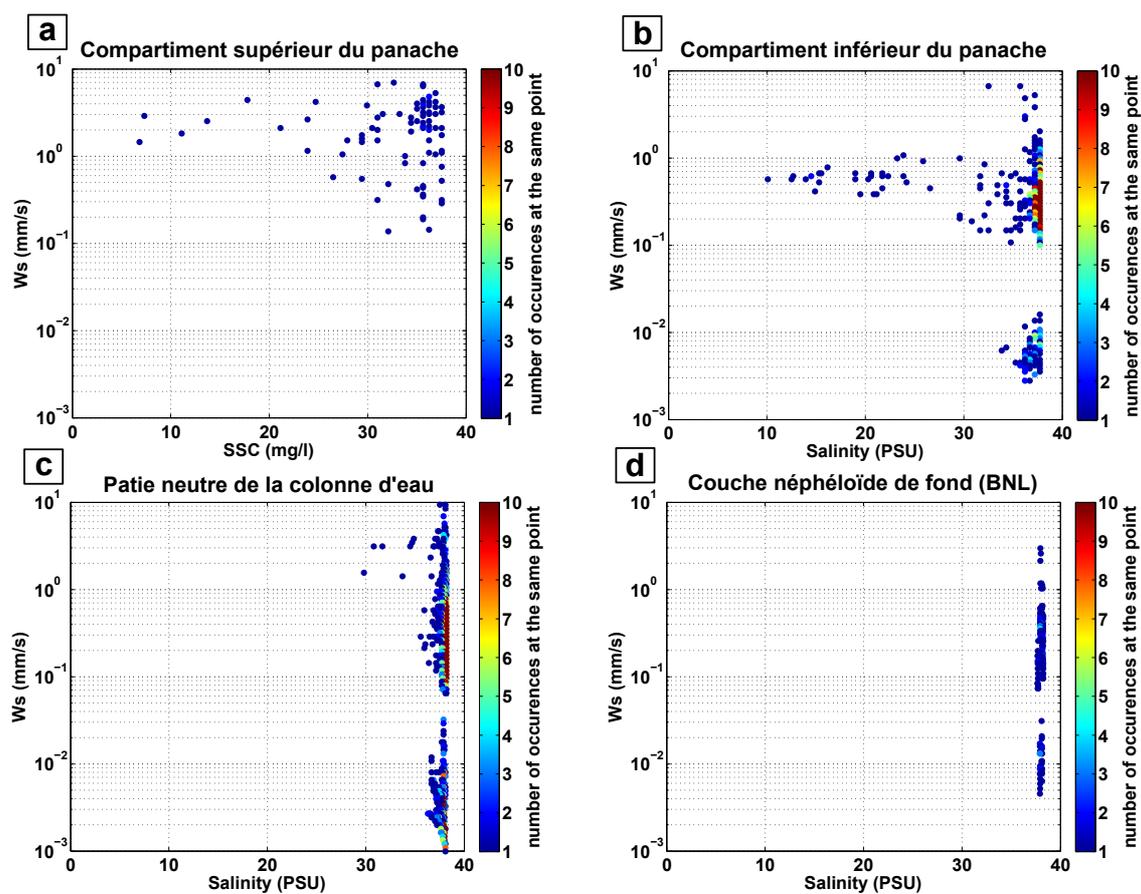


Figure III-41 : Lien entre la salinité ( $SAL$  - en PSU) et vitesse de chute des particules ( $W_s$  - en  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) pour les campagnes de 2011 à 2016 par compartiment. (a) partie supérieure du panache turbide, (b) partie inférieure du panache turbide, (c) partie neutre de la colonne d'eau et (d) couche néphéloïde de fond (BNL). L'échelle de couleur représente le nombre d'occurrences d'un même couple ( $SAL, W_s$ ) et est limitée à 10 (les valeurs peuvent être supérieures).

Un autre paramètre de contrôle des processus de floculation est la matière organique. Les données liées à la biologie du milieu ont été peu investiguées durant ce travail de thèse car les mesures de chlorophylle-a obtenues pendant les différentes campagnes montrent peu de variabilité (Figure III-42), avec un seul prélèvement supérieur à  $2 \mu\text{g.l}^{-1}$ . Il aurait donc été difficile d'évaluer l'impact véritable de ce paramètre sur la dynamique de floculation des particules à l'embouchure du Rhône.

En l'absence de relation clairement établie entre la salinité, la concentration en MES (dans la gamme de données disponible) ou la chlorophylle-a (proxy de l'activité biologique) des eaux proches de l'embouchure du Rhône et la vitesse de chute des floes, nous pouvons supposer que la création de ces floes a lieu en amont, c'est à dire soit directement à l'embouchure, zone non investiguée dans ce travail de thèse, ou bien encore plus en amont. Toutefois, les très petites particules observées lors de la campagne TUCPA (2014) semblent floculer dans la zone investiguée, la concentration en MES étant acteur de ce processus, comme cela a été montré plus haut dans cette section.

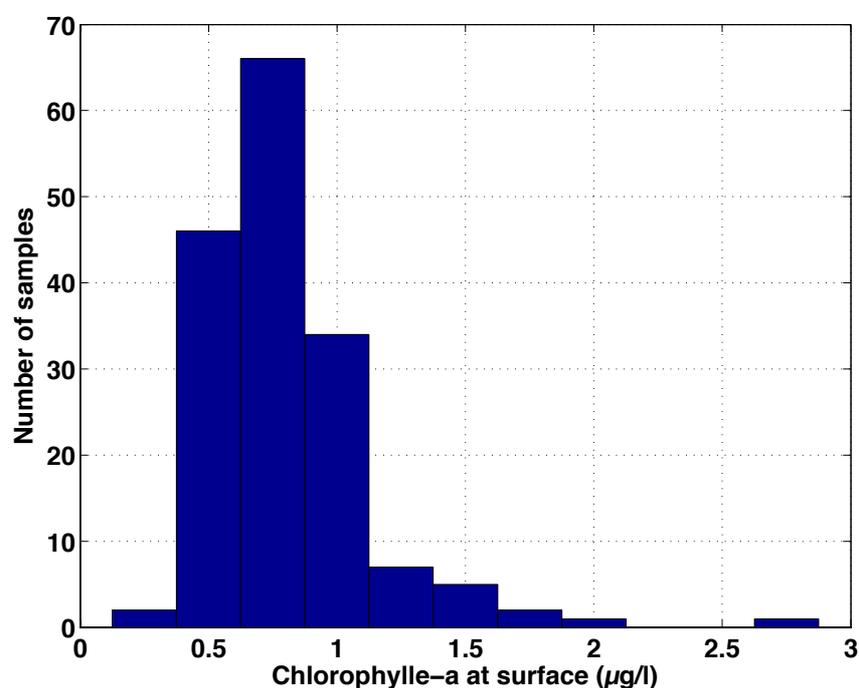


Figure III-42 : Distribution des mesures de Chlorophylle-a en surface pour l'ensemble des campagnes de 2011 à 2016.

### III.4.2.5 Discussion sur les très petites particules observées durant la campagne TUCPA (2014)

Comme discuté plus haut, les très petites particules observées lors de la campagne TUCPA semblent floculer dans la zone d'étude, contrairement aux autres populations de floes observées. Quelle est leur origine ? Pourquoi ne se retrouvent-elles majoritairement dans les spectres de distribution en taille que pour cette campagne ?

Afin de répondre à ces interrogations, l'intérêt s'est porté sur l'originalité des conditions hydrométéorologiques rencontrées pendant la campagne TUCPA en comparaison aux autres campagnes en mer présentées dans ce manuscrit. Cette campagne n'apparaît pas unique en terme d'intensité du débit ( $\sim 4000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  au début de la campagne TUCPA 2) puisque la campagne MATUGLI 2 s'est déroulée au cours d'un évènement de crue de débit proche ( $\sim 3500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  - Figure III-1). De plus, la campagne TUCPA 1, dont les données présentent également ce type de particules, s'est déroulée à des débits d'environ  $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . Cependant, 7 jours avant les premières acquisitions de la campagne TUCPA 1, le débit était supérieur à  $6000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et 6 jours avant les premières acquisitions de la campagne TUCPA 2, il était de plus de  $5000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . Compte tenu des faibles vitesses de chutes de ces très petites particules observées (valeur médiane de  $0.0031$

mm.s<sup>-1</sup> et valeurs du premier et dernier quartile de 0.0019 mm.s<sup>-1</sup> et 0.0046 mm.s<sup>-1</sup>, respectivement), ces particules pourraient tirer leur origine des fortes crues précédant les campagnes. En effet, pour leur valeur de vitesse de chute médiane, ces particules auraient chuté, sur 6 jours, de seulement 1.6 m. En outre, ceci expliquerait le fait de ne retrouver cette population de particules que dans les compartiments inférieurs à la partie supérieure du panache turbide. Il serait alors intéressant de mieux connaître le type de crue ayant eu lieu lors de ces événements : un tributaire particulier aurait-il contribué plus fortement au débit du Grand Rhône lors de ces deux crues, délivrant un type de particule différent des autres crues mesurées ? Une autre hypothèse aurait pu être que, compte tenu de leur présence marquée dans les compartiments inférieurs de la colonne d'eau, ces particules soient issues d'une remise en suspension des sédiments de fond. Cependant, même si un coup de vent de sud-est a été identifié 7 jours avant la campagne TUCPA 2 (vent soufflant à environ 15 m.s<sup>-1</sup>), générant des vagues de 2 mètres sur le prodelta (voir ANNEXE C) susceptibles de remettre le sédiment en suspension, aucun événement de ce type n'est constaté sur les semaines précédant la campagne TUCPA 1, réalisée un mois plus tôt de TUCPA 2 et pour laquelle les très petites particules étaient également présentes.

### III.5 Synthèse

L'analyse de près de 400 profils CTD/turbidité/spectre en classe de taille et prélèvements associés ont permis de décrire la variabilité spatiale (2DV *cross shore*) et temporelle (de l'événement à l'année) des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône. Les résultats ont permis de quantifier l'influence du débit du Rhône sur la dynamique du panache turbide, caractérisé par une augmentation des concentrations en MES sur l'ensemble de la colonne d'eau et une extension élargie avec le débit.

Ces observations ont également pu être synthétisées par compartiment, distinguant le panache turbide et la couche néphéloïde de fond de la colonne d'eau intermédiaire, pauvre en particules. Chaque compartiment possède une signature particulière, tant en terme de concentration en MES que de spectre en classe de taille caractéristique. Le compartiment associé au panache de surface est associé à de fortes concentrations (entre 10 mg.l<sup>-1</sup> et 50 mg.l<sup>-1</sup>) en MES et à la présence de macroflocs. La couche inférieure du panache, transition avec la colonne d'eau intermédiaire, présente des concentrations plus faibles, inférieures à 10 mg.l<sup>-1</sup> et est composée essentiellement de microflocs. Le compartiment « néphéloïde de fond » possède une signature proche de la zone inférieure du panache, caractérisé par des concentrations modérées, comprises entre 3 mg.l<sup>-1</sup> et 8 mg.l<sup>-1</sup>, et également dominé par les microflocs. Une population de flocculi (autour de 10 µm) a également été observée autour d'un événement très ponctuel en 2014, sur l'ensemble de la colonne d'eau.

Ces trois populations observées se caractérisent par des vitesses de chute distinctes : entre 0.1 mm.s<sup>-1</sup> et 1 mm.s<sup>-1</sup> pour les microflocs, supérieures à 1 mm.s<sup>-1</sup> pour les macroflocs et inférieure à 0.05 mm.s<sup>-1</sup> pour les flocculi. Pour les deux plus grandes populations, aucune relation n'a pu être identifiée entre la vitesse de chute et les paramètres environnementaux (salinité, concentration), laissant supposer une création de ces agrégats plus en amont. Au contraire, la vitesse de chute de la population de flocculi est fortement contrôlée par la concentration en MES, se traduisant par une relation classique en loi puissance.



## Chapitre IV Étude de la dynamique du panache du Grand Rhône par télédétection de la couleur de l'eau

*L'étude présentée dans ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans le journal Continental Shelf Research en juillet 2017. L'article en question est consultable en ANNEXE A.*

Les données *in situ* présentées dans le chapitre précédent apportent une vision très détaillée des caractéristiques des MES sur l'ensemble de la colonne d'eau mais permettent difficilement de rendre compte de leur variabilité spatiale et temporelle. En effet, les campagnes en mer (i) présentent des coûts logistiques et humains importants, (ii) ne permettent qu'une couverture temporelle restreinte (quelques semaines par an au mieux) et (iii) ne sont réalisées que pour des conditions météorologiques spécifiques, *i.e.* sans vent. Une vision synoptique du panache dans l'espace (en surface) et dans le temps peut être obtenue par télédétection de la couleur de l'eau, outil ayant déjà prouvé sa capacité à estimer la turbidité ou la concentration en MES en estuaires (Hudson et al., 2016), en zone côtière comme en Mer du Nord (Gohin, 2011; Nechad et al., 2010), dans le Golfe de Gascogne (Gohin et al., 2005), aux embouchures du Danube (Constantin et al., 2016; Güttler et al., 2013), de l'Adour (Petus et al., 2010; Petus et al., 2014), de la Gironde (Doxaran et al., 2006; Doxaran et al., 2009), ou dans le Golfe du Lion (Lorthiois et al., 2012; Ody et al., 2016) par exemple.

En pénétrant l'eau de mer, l'irradiance solaire interagit avec ses constituants, généralement divisés en trois catégories : l'eau de mer pure, les matières organiques dissoutes (CDOM) et les MES. Une partie du signal est rétrodiffusée hors de la colonne d'eau et les capteurs couleur de l'eau, embarqués sur des satellites, mesurent alors les caractéristiques spectrales de ce signal. La radiance quittant l'eau de mer (exprimée en  $W.m^{-2}.nm^{-1}.sr^{-1}$ ) peut être normalisée par l'irradiance incidente (celle du soleil - exprimée en  $W.m^{-2}.nm^{-1}$ ) à différentes longueurs d'onde. Cette radiance normalisée est appelée "réflectance de télédétection" (*remote sensing reflectance* ou *Rrs*, exprimée en  $sr^{-1}$ ) et peut être exprimée en fonction de différentes propriétés optiques (*inherent optical properties* - IOPs), comme la diffusion et l'absorption. Ces IOPs dépendent des constituants colorés de l'eau de mer dont font partie les MES et il est ainsi possible, après avoir effectué certaines corrections atmosphériques, de récupérer une information sur la concentration en MES intégrée sur le volume "vu" par le satellite (profondeur optique, de l'ordre de 1 m, variant selon la turbidité de surface). La télédétection de la couleur de l'eau est utile pour l'étude des caractéristiques des panaches turbides fluviaux puisqu'elle permet une acquisition régulière de la donnée de concentration en MES (tous les jours voire toutes les 15 minutes - *e.g.* SEVIRI/MSG-3) avec une résolution spatiale élevée (de quelques centaines - *e.g.* MERIS-300m ou MODIS 250m - à quelques dizaines de mètres - *e.g.* OLI/Landsat-8). Dans le cadre de ce travail de thèse, les mesures de la couleur de l'eau du capteur MERIS-300m ont été utilisées (résolution spatiale de 300 m avec une couverture totale du globe tous les 3 jours de 2002 à 2012) (i) pour étudier la dynamique du panache turbide du Grand Rhône en réponse à ses principaux forçages : les vents dominants (Mistral, Tramontane et Marin) et le débit du Grand Rhône ; et (ii) pour rendre compte ou non d'une variabilité saisonnière ou interannuelle de ce panache. Ces questions ont été étudiées à travers l'analyse originale de métriques clés du panache turbide comme son aire, ses concentrations en MES représentatives (maximales et moyennes), son centre géométrique, sa forme ou encore ses points cardinaux extrêmes (points les plus au sud, à l'est ou à l'ouest du panache), permettant de réduire l'information et ainsi mieux la synthétiser. Quelques travaux ont déjà utilisé cette approche "métrique" pour la caractérisation des panaches turbides par télédétection de la couleur de l'eau, portant essentiellement sur le lien entre l'aire des panaches et les conditions hydrométéorologiques (*e.g.* panache du Mississippi (Walker, 1996; Walker et al., 2005), de l'Adour (Petus et al., 2014) ou de l'Èbre (Fernández-Nóvoa et al., 2015)). Les métriques sont ici extraites des cartes de concentration en MES grâce à un procédé d'analyse d'image semi-automatique.

## IV.1 Méthodologie et outils

Dans ce chapitre, il est proposé d'étudier les patterns et la dynamique du panache turbide du Grand Rhône de l'échelle décennale à l'échelle d'un évènement par rapport aux principaux forçages de la zone d'étude (Figure IV-1). Ces forçages sont : (i) les vents continentaux (Mistral et Tramontane) et marins (Marin) ; (ii) le débit du Rhône et (iii) la circulation générale s'écoulant en majeure partie le long de la pente du Golfe du Lion (Courant Nord).

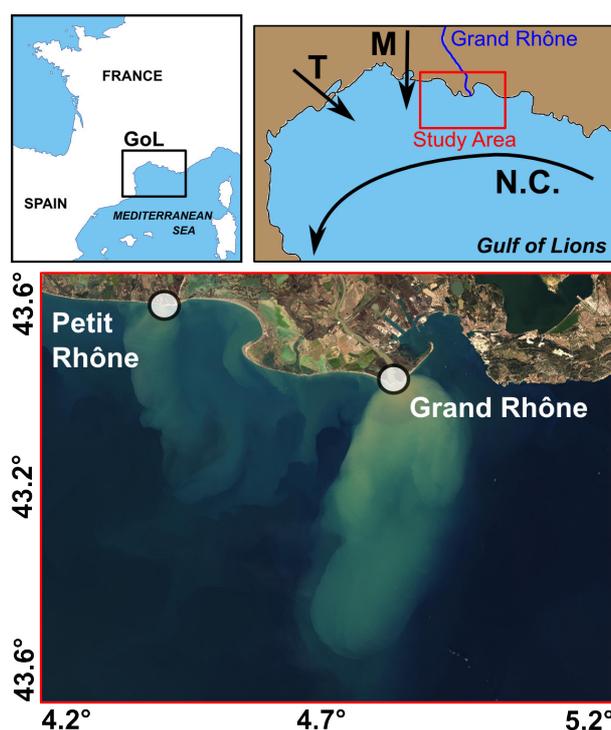


Figure IV-1 : Image RGB du 23 février 2014 (OLI/Landsat-8) de la zone d'étude et géolocalisation des embouchures du Petit Rhône et du Grand Rhône. Le Courant Nord (N.C.), le Mistral (M) et la Tramontane (T) sont indiqués par les flèches noires de l'illustration en haut à droite.

## IV.1.1 Constitution de la base de données d'images satellites

### IV.1.1.1 Produits satellite utilisés

Les données ont été recueillies sur le site en ligne du portail de données GIS COOC (<http://kalicotier.gis-cooc.org/>) proposant deux produits de réflectances de MERIS pleine résolution et un produit de concentrations en MES. Un premier produit de réflectances est issu de la chaîne de traitement MEGS, processeur standard pour le capteur MERIS (Müller et al., 2015) alors que le deuxième produit de réflectances est issu de la chaîne de traitement SAABIO (*Semi-Analytical Atmospheric and Bio-Optical* - (Gernez et al., 2014)), se différenciant du premier par la correction atmosphérique spécifique à l'extraction des constituants d'eaux de type II (Figure IV-2).

Le produit standard de concentrations en MES (appelé également "C2R NN" dans la suite de ce chapitre) est issu de la chaîne de traitement MEGS et d'un algorithme basé sur un réseau de neurones artificiels pour les eaux de type II (C2R NN) détaillé dans (Doerffer and Schiller, 2000, 2007). Les données de concentrations en MES utilisées pour valider l'algorithme ont été recueillies en mer du Nord et s'étendaient environ de 1 mg.l<sup>-1</sup> à 80 mg.l<sup>-1</sup> (Doerffer and Schiller, 2007).

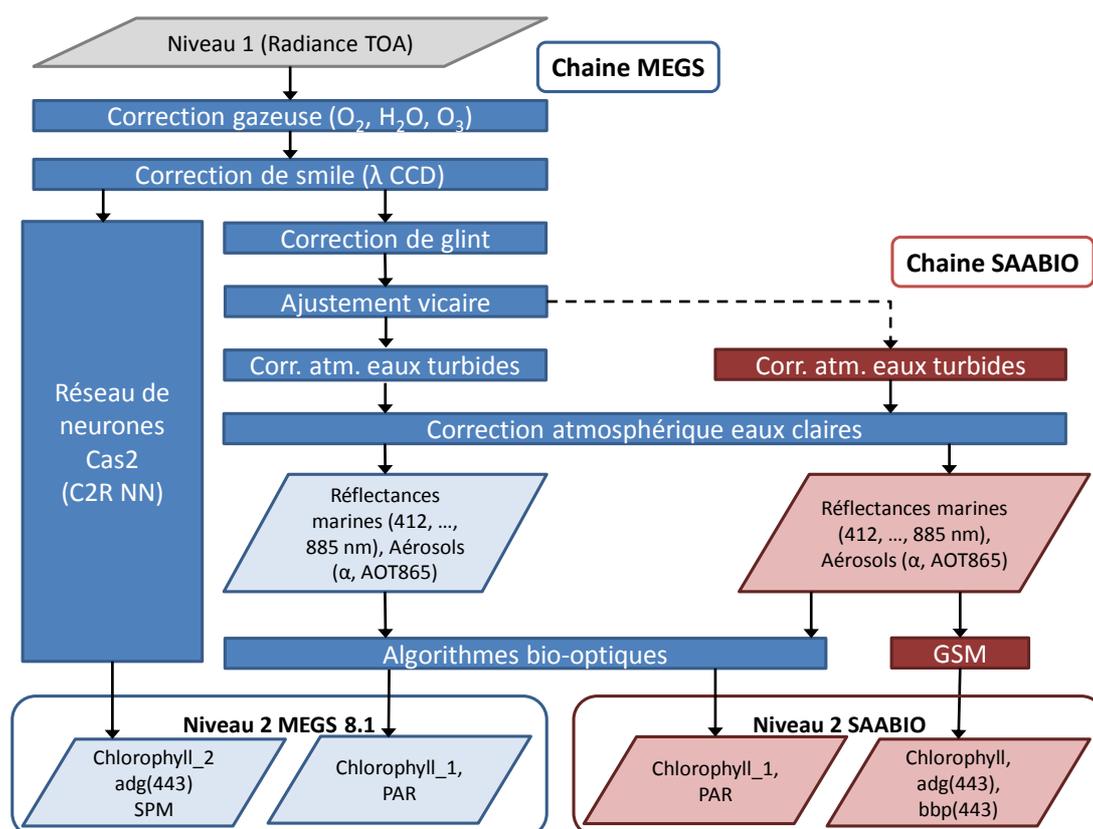


Figure IV-2 : Vue schématique des chaînes de traitement MEGS et SAABIO aboutissant à l'obtention des produits de réflectances et du produit de concentrations en MES (*SPM*). Source : <http://kalicotier.gis-cooc.org>.

Le produit standard de concentrations en MES (C2R NN) a été testé, ainsi que six autres produits de concentrations en MES dérivés des combinaisons des deux produits de réflectances (chaînes de traitement MEGS et SAABIO) et des algorithmes régionaux identifiés plus bas par *SPM1*, *SPM2* et *SPM3*. Les algorithmes *SPM1* et *SPM2* ont été construits respectivement à partir des données recueillies sur le terrain pendant les campagnes TUCPA (2014) et PLUMRHO (2015) par l'équipe du Laboratoire d'Océanographie de Villefranche (LOV – A. Ody et D. Doxaran, (Ody et al., 2016)). *SPM3* suit la formulation du modèle générique développé par Nechad et al. (2010) et a été adapté à la zone par l'équipe du LOV en se basant également sur les mesures *in situ* des deux campagnes en mer citées plus haut. Ces trois algorithmes utilisent les réflectances de télédétection (*Rrs*) des bandes à 620 nm et/ou à 665 nm.

*SPM1* est une régression linéaire liant la concentration en MES (en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) à la réflectance de télédétection *Rrs* (en  $\text{sr}^{-1}$ ) dans la bande à 665 nm :

$$SPM1 = 1515 \times Rrs_{665} - 0.088$$

*SPM2* est une autre régression linéaire, utilisant les moyennes des *Rrs* des bandes à 665 nm et 620 nm

$$SPM2 = 1420 \times \frac{Rrs_{620} + Rrs_{665}}{2} - 0.12$$

*SPM3* est une régression non linéaire, obtenue à partir du modèle développé par Nechad et al. (2010) pour la bande à 665 nm.

$$SPM3 = \frac{A \times \rho_{665}}{1 - \frac{\rho_{665}}{C}} + B$$

où  $\rho_{665} = \pi Rrs_{665}$  est la réflectance sortant de l'eau à 665 nm, le coefficient  $C = 0.1728$  a été calculé théoriquement pour la bande à 665 nm de MERIS par Nechad et al. (2010) et les coefficients  $A = 213$  et  $B = -$

0.0785 ont été optimisés pour le site d'étude en considérant les données collectées pendant les deux campagnes en mer mentionnées plus haut.

Les performances du produit standard et des algorithmes régionaux ont été évaluées à partir de *matchups* acquis lors de campagnes en mer réalisées entre 2010 et 2012 (Tableau 8). Un *matchup* est un couple constitué d'une mesure *in situ* et d'une acquisition satellite proche dans le temps (ici < 6 h) et dans l'espace (ici, le pixel le plus proche). Le même procédé d'échantillonnage et de filtration a été utilisé pour chaque campagne. Ces *matchups* couvrent une gamme de concentration en MES allant de 0.8 mg.l<sup>-1</sup> à 32 mg.l<sup>-1</sup>, avec une moyenne de 8.2 mg.l<sup>-1</sup>. Le produit standard (C2R NN) a montré de très bonnes performances avec une erreur relative moyenne  $\varepsilon_r$  de 40.0 %, un  $R^2$  de 79.4 %, une *RMSE* pour les concentrations en MES inférieures à 10 mg.l<sup>-1</sup> de 2.56 mg.l<sup>-1</sup> et de 6.45 mg.l<sup>-1</sup> pour celles supérieures à 10 mg.l<sup>-1</sup>. La relation semi-empirique décrite par Nechad et al. (2010) pour le produit SAABIO a aussi montré de bons résultats avec une erreur relative moyenne  $\varepsilon_r$  de 37.0 %, un  $R^2$  de 79.3 %, une *RMSE* pour les concentrations en MES inférieures à 10 mg.l<sup>-1</sup> de 2.02 mg.l<sup>-1</sup> et de 6.52 mg.l<sup>-1</sup> pour celles supérieures à 10 mg.l<sup>-1</sup>. Les résultats pour ces deux couples (produit, algorithme) sont donc proches. Le choix a été orienté vers le produit standard car les cartes de concentration en MES directement téléchargeables permettent de réduire considérablement le temps de traitement.

| Traitement | Algorithme                                      | $\varepsilon_r$ (%) | RMSE <sub>SPM ≤ 10</sub> (mg.l <sup>-1</sup> ) | RMSE <sub>SPM &gt; 10</sub> (mg.l <sup>-1</sup> ) | R <sup>2</sup> (%) | N  |
|------------|-------------------------------------------------|---------------------|------------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------|----|
| MEGS       | SPM1 (Rrs <sub>665</sub> )                      | 41.8                | 2.86                                           | 6.69                                              | 76.5               | 42 |
| MEGS       | SPM2 (Rrs <sub>665</sub> & Rrs <sub>620</sub> ) | 46.8                | 2.83                                           | 5.84                                              | 80.8               | 43 |
| MEGS       | SPM3 (Rrs <sub>665</sub> )                      | 40.1                | 1.61                                           | 7.71                                              | 73.7               | 42 |
| MEGS       | Standard (C2R NN)                               | 40.0                | 2.56                                           | 6.45                                              | 79.4               | 46 |
| SAABIO     | SPM1 (Rrs <sub>665</sub> )                      | 47.9                | 3.37                                           | 9.18                                              | 62.6               | 42 |
| SAABIO     | SPM2 (Rrs <sub>665</sub> & Rrs <sub>620</sub> ) | 53.1                | 3.39                                           | 8.68                                              | 65.8               | 43 |
| SAABIO     | SPM3 (Rrs <sub>665</sub> )                      | 37.0                | 2.02                                           | 6.52                                              | 79.3               | 42 |

Tableau 8 : Nombre de matchups (N),  $\varepsilon_r$  (%), RMSE (mg.l<sup>-1</sup>) et R<sup>2</sup> pour les différents algorithmes testés. Le produit standard a été sélectionné pour l'étude (surligné en vert).

#### IV.1.1.2 Sélection des images

Une méthode statistique a été appliquée aux cartes de concentration en MES afin d'écartier du jeu de données les images avec trop de pixels flaggés dans la zone d'influence du panache (*region of plume presence - ROPP*) du fait de la couverture nuageuse.

1. Afin de déterminer cette zone d'influence, la première étape consiste à déterminer une valeur seuil de concentration en MES en-dessous de laquelle un pixel est associé à une eau peu chargée (typiquement les eaux *offshore*, peu turbides en surface) et au-dessus de laquelle un pixel est associé à une eau assez chargée en MES pour être associée au panache ou à de la remise en suspension. Le choix de ce seuil de détection est complexe. Les mesures *in situ* montrent que les eaux de mer du golfe très éloignées de la côte se situent entre 0.7 et 2.2 mg.l<sup>-1</sup>. Dans le cadre de ce travail, il a été choisi de procéder à une étude statistique sur l'ensemble du jeu de données d'images satellite. On suppose que la présence de turbidités élevées en surface est exceptionnelle et située près de la côte ou à proximité des embouchures des fleuves. Ensuite, pour différents domaines centrés sur l'embouchure du Rhône (Figure IV-3a), le centile 95 de la concentration en MES a été calculé (le centile  $p$  est tel que  $p$  % de la donnée est en-dessous de cette valeur et  $(100 - p)$  % est au-dessus). Les résultats ont montré que cette valeur décrit un plateau aux environs de 3 mg.l<sup>-1</sup> pour les domaines de plus de 5000 km<sup>2</sup> et augmente rapidement avec la diminution de l'aire des domaines choisis (Figure IV-3b). C'est cette valeur de 3 mg.l<sup>-1</sup> qui a été choisie comme valeur seuil.
2. La ROPP a ensuite été identifiée en faisant une nouvelle analyse statistique. Elle correspond au domaine représenté par l'ensemble des pixels dont la concentration excède le seuil de 3 mg.l<sup>-1</sup> sur au moins 5% des images collectées. Cette zone est visible sur la Figure IV-5.

3. Ensuite, toutes les images possédant moins de 80 % de pixels valides sur la ROPP ont été écartées.
4. Enfin, une méthode d'interpolation a été appliquée sur les images sélectionnées présentant des données manquantes (pixels flaggés suite à la correction atmosphérique ou encore si des nuages étaient présents) afin d'obtenir des images complètes. Cette méthode, décrite dans (Garcia, 2010) est basée sur la transformée en cosinus discrète et a déjà montré son utilité dans l'analyse de données géophysiques (Wang et al., 2012).

Au final, 806 images journalières ont été retenues, du 14/08/2002 au 07/04/2012, couvrant 23 % des jours inclus dans cette période.

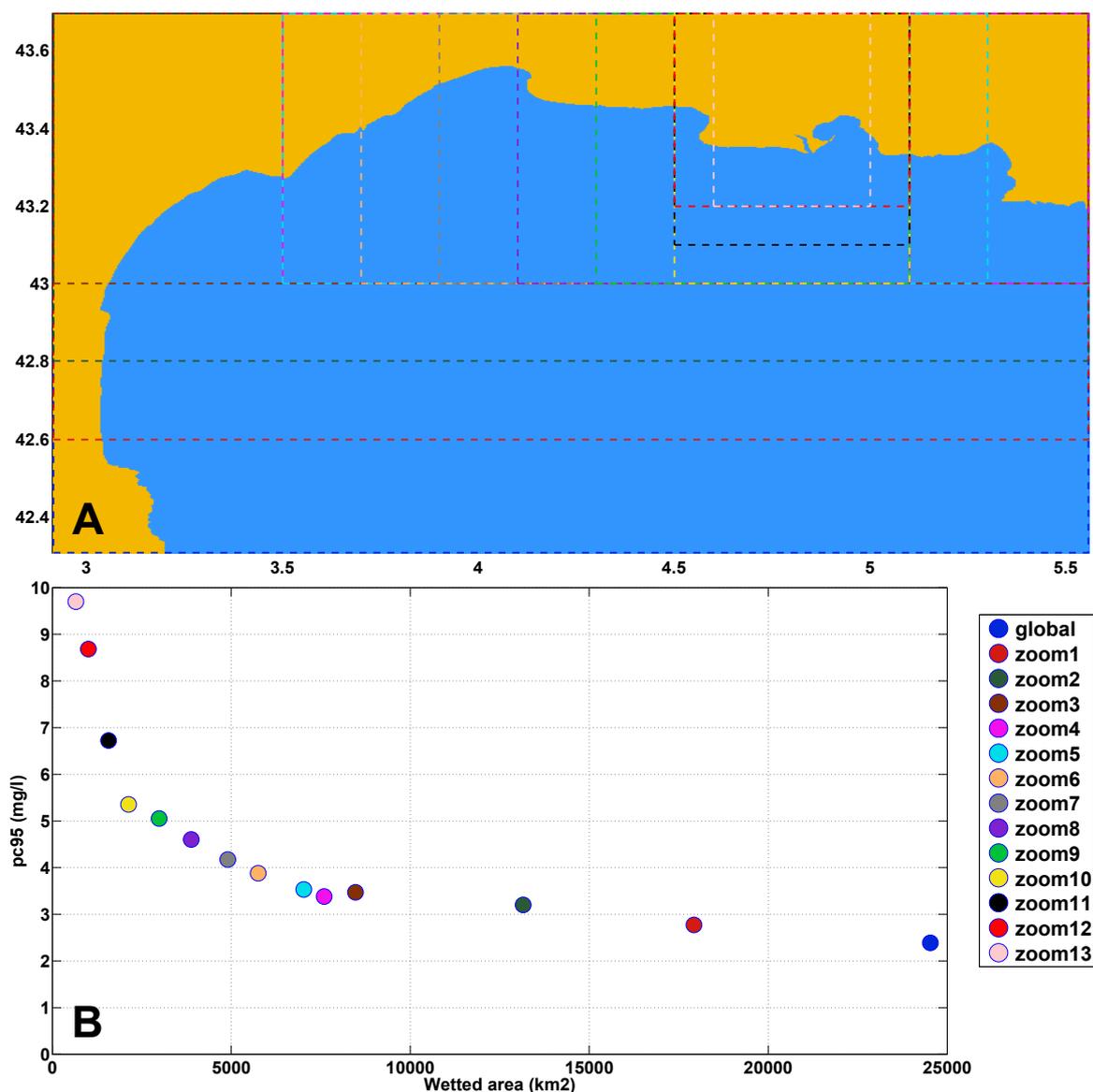


Figure IV-3 : (a) représentation des différents domaines sélectionnés pour l'analyse statistique menant au choix du seuil de détection des pixels présentant une concentration en MES de surface significative et (b) valeurs du centile 95 associées (mg.l<sup>-1</sup>). La couleur des points correspond à la couleur des limites de domaines.

#### IV.1.1.3 Discussion du choix du seuil

Le choix a été fait de sélectionner ce seuil à partir d'une analyse statistique sur l'ensemble des images disponibles et non à partir des mesures *in situ* puisque les mesures satellite des concentrations en MES ne sont pas des mesures directes, et possèdent donc une incertitude de mesure (typiquement 20-25% en

moyenne, et autour de 40 % pour les mesures MERIS sur la zone - Tableau 8). Le seuil de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  correspond donc à la somme de la valeur moyenne des eaux offshore et de l'incertitude associée, proche de  $1 \text{ mg.l}^{-1}$ ). Si ces données de couleur de l'eau ne sont pas très bien calibrées, il est possible d'observer des biais d'un capteur à un autre. Avec une approche statistique sur l'ensemble des cartes de concentration en MES, l'utilisateur s'affranchit de ce problème puisque cette approche est indépendante de la qualité de la mesure. Si, dans le cas présent, les mesures de MES étaient surestimées d'environ  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  en moyenne, la valeur du centile 95 aurait été plus élevée mais aurait tout de même été représentative de la transition entre des eaux *offshore*, peu turbides, et des eaux de turbidité élevée en surface.

Une étude de sensibilité du seuil de détection sur les aires calculées a été réalisée pour un seuil de  $4 \text{ mg.l}^{-1}$ . Comme attendu, les résultats (Figure IV-4) montrent que le choix d'un seuil plus élevé abaisse les aires calculées (d'environ 23 %) mais que cette diminution suit une tendance linéaire et n'impacte donc pas qualitativement l'analyse globale réalisée et les corrélations ou relations entre métriques et forçages présentées plus bas dans ce chapitre.

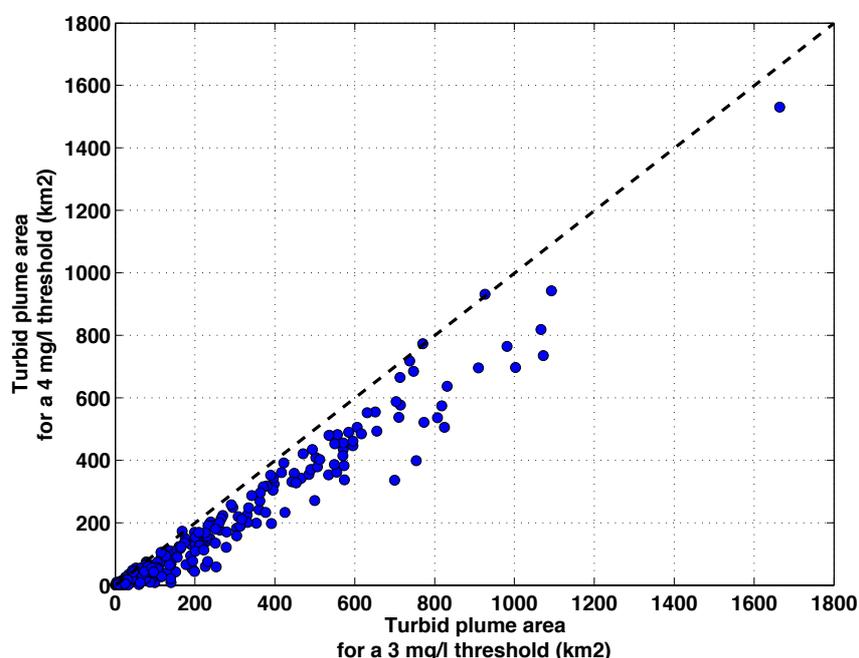


Figure IV-4 : Sensibilité de l'aire du panache turbide au choix du seuil pour des valeurs de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $4 \text{ mg.l}^{-1}$ .

## IV.1.2 Extraction des métriques du panache turbide

Le panache turbide du Rhône est caractérisé par des concentrations relativement élevées en MES à proximité de l'embouchure, diminuant progressivement vers le large par mélange et chute des particules.

### IV.1.2.1 Méthode d'extraction

Une routine a été développée pour identifier les limites du panache turbide du Grand Rhône et extraire différentes métriques : son aire ( $\text{km}^2$ ), les points les plus au sud, à l'est et à l'ouest, la position de son centre géométrique et sa forme schématique, appelée "squelette" dans ce manuscrit. Les concentrations de surface en MES moyennes et maximales à l'intérieur des limites du panache ont également été calculées. Afin de délimiter le panache turbide, le seuil de détection de ce dernier ( $3 \text{ mg.l}^{-1}$ ) a été appliqué aux images. Les sédiments déposés au niveau du Prodelta peuvent être remis en suspension compte tenu de sa faible profondeur et de son exposition aux vagues. La télédétection de la couleur de l'eau ne permettant pas encore de faire la différence entre les MES venant directement des fleuves et celles remises en suspension, il a été décidé d'occulter la donnée où la hauteur d'eau est inférieure à 20 m, zone préférentiellement impactée par les resuspensions liées aux vagues.

Afin d'extraire l'aire du panache turbide du Grand Rhône, le nombre de pixels le constituant a été sommé puis converti en unités d'aire ( $\text{km}^2$ ). Les points extrêmes (les plus au sud, à l'est et à l'ouest) ont été déterminés directement à partir de la frontière du panache et son centre géométrique a été fixé à la position moyenne des pixels le constituant, sans pondération par la concentration en MES. Le squelette a quant à lui été déterminé en considérant le gradient de concentration interne du panache et la position de ses points extrêmes (Figure 6). Le panache a été séparé en deux parties : une partie proximale (fortes concentrations en MES) et une partie distale (moins concentrée). Pour identifier chaque partie, la même méthode que celle visant à isoler le panache turbide a été appliquée à l'intérieur du panache. Le centile 90 des concentrations internes du panache a été utilisé comme seuil pour séparer les deux parties, pour chaque image. Les centres géométriques pour chaque partie ont été calculés et le squelette a été construit en joignant (1) l'embouchure du Rhône, (2) le centre géométrique de la partie proximale du panache, (3) celui de sa partie distale, et (4) un des points extrême, en fonction de l'orientation du panache. Si le panache s'étend vers le large, le point le plus au sud est sélectionné. Sinon, le point le plus à l'ouest ou le plus à l'est est sélectionné, en fonction de la direction dans laquelle s'étend le plus le panache. Si le panache s'étend presque autant à l'ouest qu'à l'est, les deux points extrêmes sont considérés (Figure IV-6). Les différentes métriques du panache turbide sont illustrées sur la Figure IV-5.

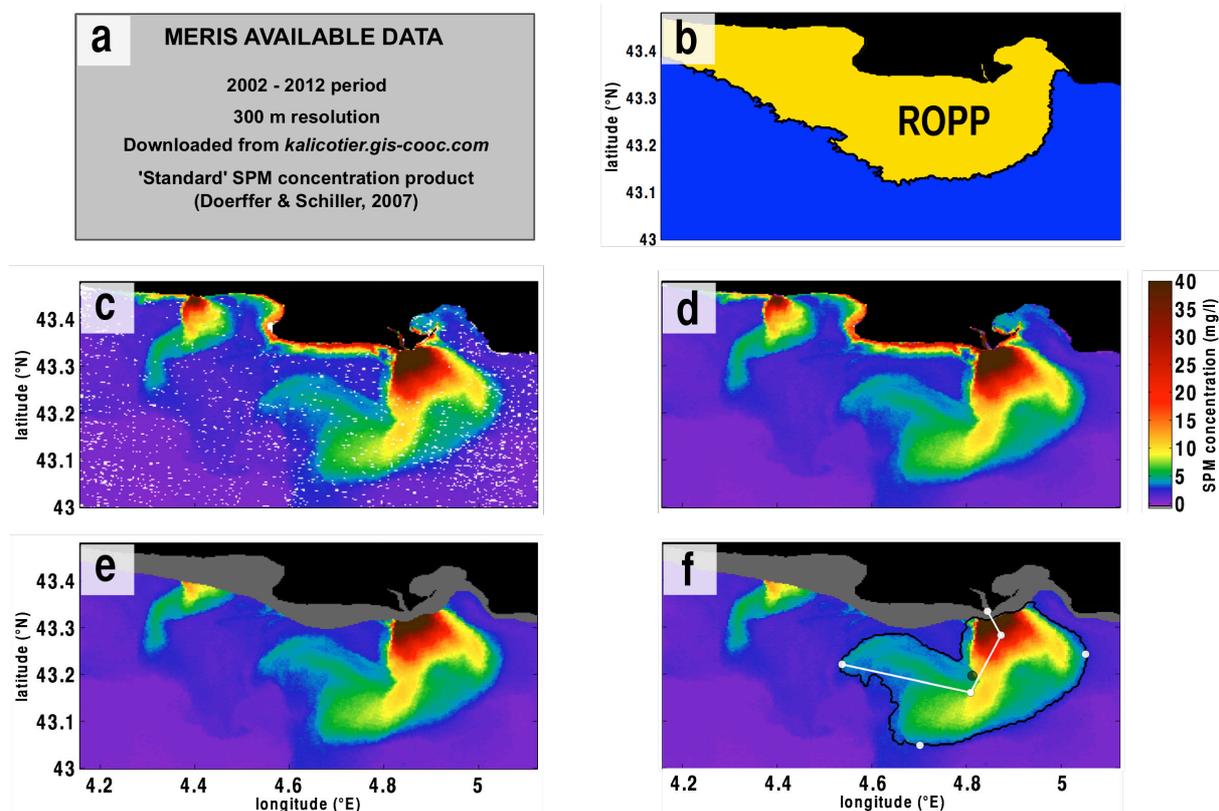


Figure IV-5 : Résumé du procédé de sélection des images satellite et de l'extraction des métriques : exemple du 08 janvier 2012. La donnée MERIS-300m disponible, résumée en (a), est utilisée afin de déterminer la ROPP, correspondant à l'aire où, pour au moins 5 % de toutes les images, la valeur de concentration en MES est supérieure au seuil de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  (domaine jaune en -b). Pour les images sélectionnées (où au moins 80 % de la donnée est disponible sur la ROPP) contenant des pixels flaggés (ceux en blanc en -c), une méthode d'interpolation est appliquée (d). Afin d'éviter de détecter des MES remises en suspension par les vagues et ainsi mieux identifier le panache turbide du Grand Rhône, un masque a été appliqué sur les eaux dont la profondeur est inférieure à 20 m (domaine gris en -e). Les métriques sont finalement calculées en considérant un seuil de concentration en MES de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$ . (f): Le centre géométrique du panache est ici représenté par le point noir, sa frontière par la ligne noire (aire =  $655 \text{ km}^2$ ), les points extrêmes par les points blancs situés sur la limite, et les centres géométriques des parties proximales et distales par les points blancs situés à l'intérieur de la limite. Le squelette est représenté par la ligne blanche.

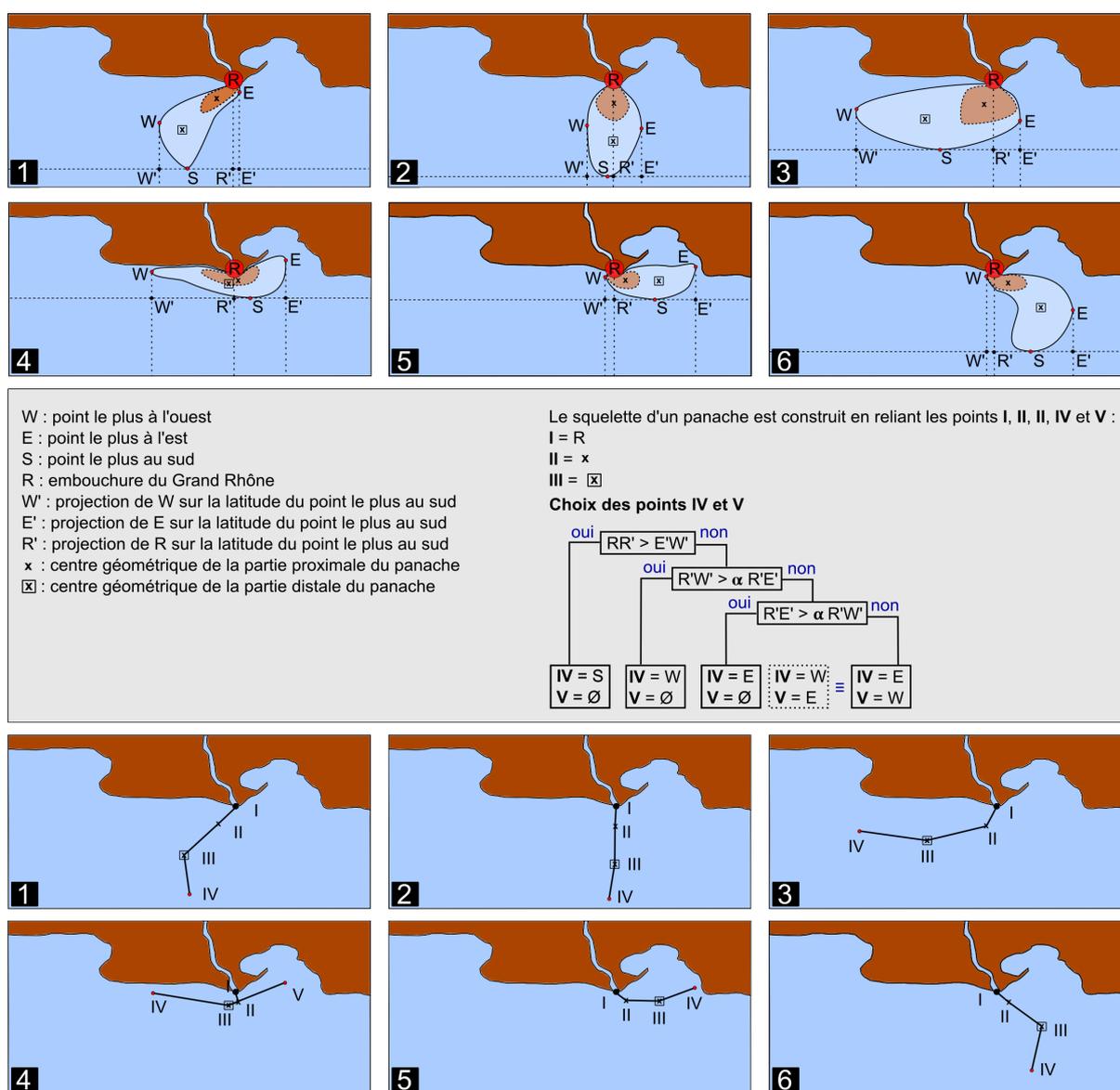


Figure IV-6 : Méthode d'extraction des squelettes des panaches turbides du Grand Rhône. 6 cas de figures types sont ici représentés avec (en haut) les panaches et (en bas) leurs squelettes associés. La sélection des points constituant les squelettes est indiquée dans l'encadré gris.

### IV.1.2.2 Discussion du choix du masque bathymétrique

Ce masque bathymétrique, occultant les eaux de profondeur inférieure à 20 m, a été appliqué sur la base de résultats de modélisation hydrodynamique. Sur cette frange bathymétrique peu profonde, les contraintes de cisaillement de fond simulées atteignent des valeurs supérieures à  $0.2 \text{ N.m}^{-2}$  au moins 10 % du temps (Dufois et al., 2008). Cette valeur est proche de la valeur de contrainte de cisaillement critique de  $0.35 \text{ N.m}^{-2}$  utilisée dans les simulations de Dufois et al. (2014) pour les sédiments vaseux du GoL. La resuspension des particules est donc assez fréquente dans ces eaux peu profondes et peut donc contribuer significativement à la turbidité des eaux de surface. Cette turbidité issue des remises en suspension pourrait biaiser la détection du panache turbide de surface, ce qui justifie le masque appliqué.

Ce choix induit une sous-estimation systématique de l'aire du panache, et en condition de débit très faible, le panache pourrait potentiellement ne pas être détecté. En effet, pour des conditions de vents *offshore* (soufflant de la côte vers le large comme le Mistral et la Tramontane), une aire de  $15 \text{ km}^2$  en face de l'embouchure du Grand Rhône n'est pas prise en compte dans le calcul des métriques. Cette valeur est plus élevée pour les conditions de vent *onshore* (soufflant de la mer vers la côte comme le Marin) puisque l'aire

totale flaggée est d'environ 230 km<sup>2</sup> (le long de la côte, de l'embouchure du Grand Rhône à celle du Petit Rhône). Une étude de sensibilité à ce masque a été menée sur les cartes de concentrations en MES pour les conditions de vent *onshore*. Les résultats (Figure IV-7) montrent que les valeurs sont biaisées (mais avec un biais moyen de 46 km<sup>2</sup>) et que le choix de l'application du masque impacte significativement les panaches couvrant des aires inférieures à 50 km<sup>2</sup> (sous-estimant l'aire du panache de 20 % à 100 % pour les aires les plus petites). Ces différences sont indifféremment observées lorsque les vents sont de faible intensité, *i.e.* sans vagues, ou lorsqu'ils sont de forte intensité, *i.e.* avec une potentielle remise en suspension des sédiments jusqu'en surface par les vagues (Dufois et al., 2014). De la même manière, les concentrations de surface en MES moyennes et maximales pour les conditions de vent *onshore* peuvent être sous-estimées d'environ 1 mg.l<sup>-1</sup> et 5 mg.l<sup>-1</sup>, respectivement, lorsque le masque est appliqué.

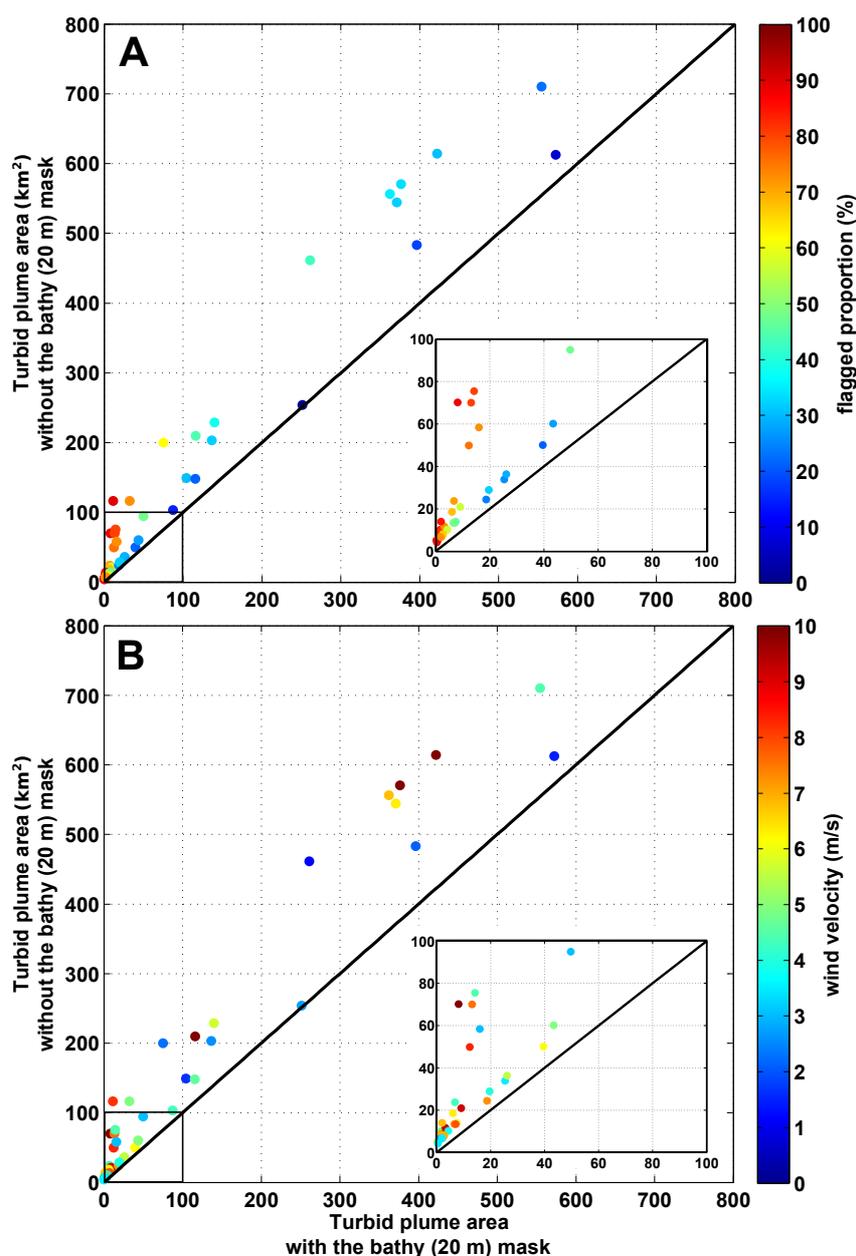


Figure IV-7 : Sous-estimation de l'aire du panache turbide pour des conditions de vent *onshore*. L'échelle de couleur montre (a) la proportion d'aire flaggée (%) et (b) l'intensité du vent (m.s<sup>-1</sup>). La ligne noire représente la droite 1:1. Les graphiques incrustés sur chaque illustration sont un zoom de chacune sur l'échelle 0-100 km<sup>2</sup>.

### IV.1.3 Méthode d'analyse et représentativité de la base de données

Afin de mettre en avant les différents patterns du panache turbide du Grand Rhône, ses métriques et différentes conditions hydrométéorologiques ont été confrontées. Il a été choisi d'étudier la réponse du panache au débit du Grand Rhône ( $Q_w$ , en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), l'intensité du vent ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) et sa direction (en degrés). Les données de débit proviennent de la banque HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>), couvrant la période d'étude avec des mesures journalières à la station Beaucaire (58 km en amont de l'embouchure du Grand Rhône). La vitesse et la direction du vent à 10 m au dessus de l'eau ont été extraites de trois modèles météorologiques de Météo-France. Pour couvrir l'intégralité de la période d'étude, les résultats des modèles ALADIN, ARPEGE et ARPEGE-HR ont été utilisés, respectivement pour les périodes (19/06/2002 - 20/03/2006), (20/03/2006 - 24/11/2011) et (24/11/2011 - 08/04/2012).

Chaque image a été associée à une valeur de débit du Grand Rhône, de vitesse et de direction du vent. Pour prendre en compte le temps de réponse du panache à ces forçages, le débit a été moyenné sur les trois jours précédant l'acquisition satellite et l'intensité et la direction du vent moyennées sur les 12 h la précédant. Concernant le débit, ce choix repose sur des simulations numériques ayant eu pour but d'estimer le temps de résidence sur le plateau d'un traceur dissous associé aux apports rhodaniens. Ces simulations ont montré que ce traceur était généralement dilué après 2 ou 3 jours, en fonction du débit et des conditions météorologiques (résultats non présentés ici). Afin d'illustrer l'influence du mode de calcul du débit représentatif, une comparaison entre la réponse de l'aire du panache au débit pour un débit moyen sur les trois jours précédant l'acquisition et le débit du jour a été réalisée. Les résultats (Figure IV-8) montrent que l'impact sur la relation reste faible. En effet en considérant une relation  $A = a \times Q_w + b$ , avec  $A$  l'aire du panache exprimée en  $\text{km}^2$  et  $Q_w$  le débit du Grand Rhône, exprimé en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , le couple de coefficients ( $a$ ,  $b$ ) pour le débit moyenné (0.2142, -188.6) est proche de celui associé au débit journalier (0.2079, -172.09). Le choix de moyennner l'intensité et la direction du vent sur les 12 h précédant l'acquisition a été motivé par le travail de Demarcq and Wald (1984), indiquant que le temps de réponse du panache au vent variait généralement de quelques heures à 12 h et pouvait atteindre exceptionnellement des valeurs supérieures à 24 h pour des débits très élevés ( $Q_w > 4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

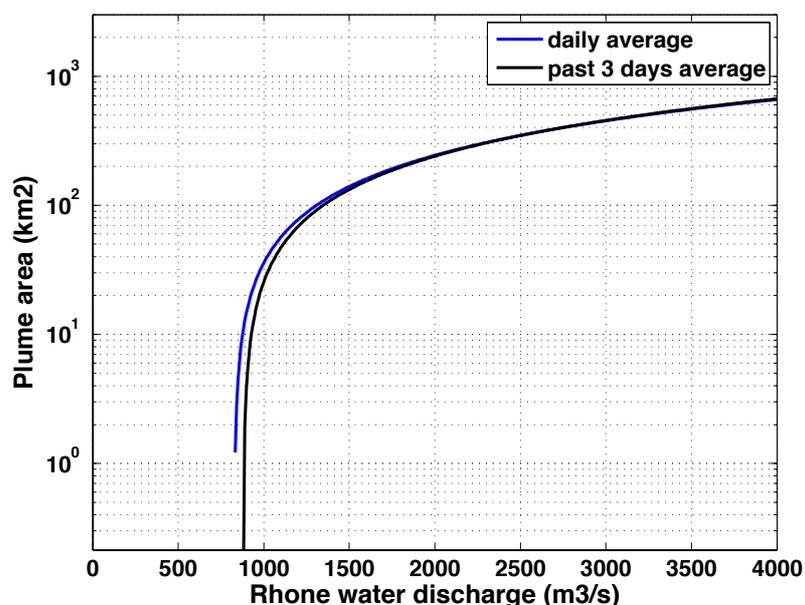


Figure IV-8 : Impact de la moyenne du débit (3 jours en noir, journalière en bleu) sur la relation entre l'aire du panache turbide du Grand Rhône et le débit du Grand Rhône.

Les images incomplètes de part la présence de nuages ayant été écartées de la base de donnée initiale et le capteur MERIS-300m ne permettant pas d'avoir une observation quotidienne sur la zone d'étude, la représentativité de la base de données finale a été étudiée. Les débits du Grand Rhône (Figure IV-9a) et les

conditions de vent (Figure IV-9b) sur la période 2002-2012 ont été comparés aux conditions hydrométéorologiques qui ont été associées à chaque image retenue. Les 806 images post-traitées constituant le jeu de donnée couvrent 23 % de la période allant du 14/08/2002 au 07/04/2012. Les résultats montrent une bonne représentativité des classes de débit avec une légère surreprésentation des conditions sèches (+ 5 % pour les  $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), équilibrée par une sous-représentation des débits plus élevés (-5 % pour les  $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Néanmoins, l'étude de la représentativité de la base de données montre également que, pour les débits élevés (e.g.  $Q_w > 2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), plus le débit est important, moins il est représenté dans le jeu de données. En effet, 22 %, 73 % et 81 % des débits compris dans les classes  $2500 < Q_w \leq 3500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $3500 < Q_w \leq 4500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  and  $Q_w > 4500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ne sont pas représentés (illustration droite de la Figure IV-9a).

Concernant les régimes de vents, ceux venant du sud et de l'est sont sous-représentés, et plus particulièrement les vents forts de SE ( $> 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ces vents *onshore*, soufflant principalement durant l'hiver, sont vecteurs de nuages sur la zone d'étude, expliquant cette sous-représentation. Les roses des vents présentées sur la Figure IV-9b montrent clairement deux principaux secteurs, caractéristiques de la zone : les vents soufflant du nord-ouest au nord ( $295^\circ$  à  $15^\circ$ ), appelés vents *offshore* dans ce manuscrit, et ceux soufflant du sud-est ( $80^\circ$  à  $160^\circ$ ), appelés vents *onshore* dans ce manuscrit. Ces deux secteurs ont été retenus pour l'étude des relations entre métriques du panache et forçages météorologiques. Pour le secteur de vents *onshore*, 46 % de l'information n'est pas représentée pour des vitesses supérieures à  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (représentant 13 % des événements sur l'ensemble de la période et seulement 7 % sur la base de données utilisée pour l'analyse). Malgré cette donnée manquante, la base de données est suffisante pour permettre une étude d'ensemble de la variabilité du panache du Grand Rhône et étudier sa réponse aux différents forçages hydrométéorologiques.

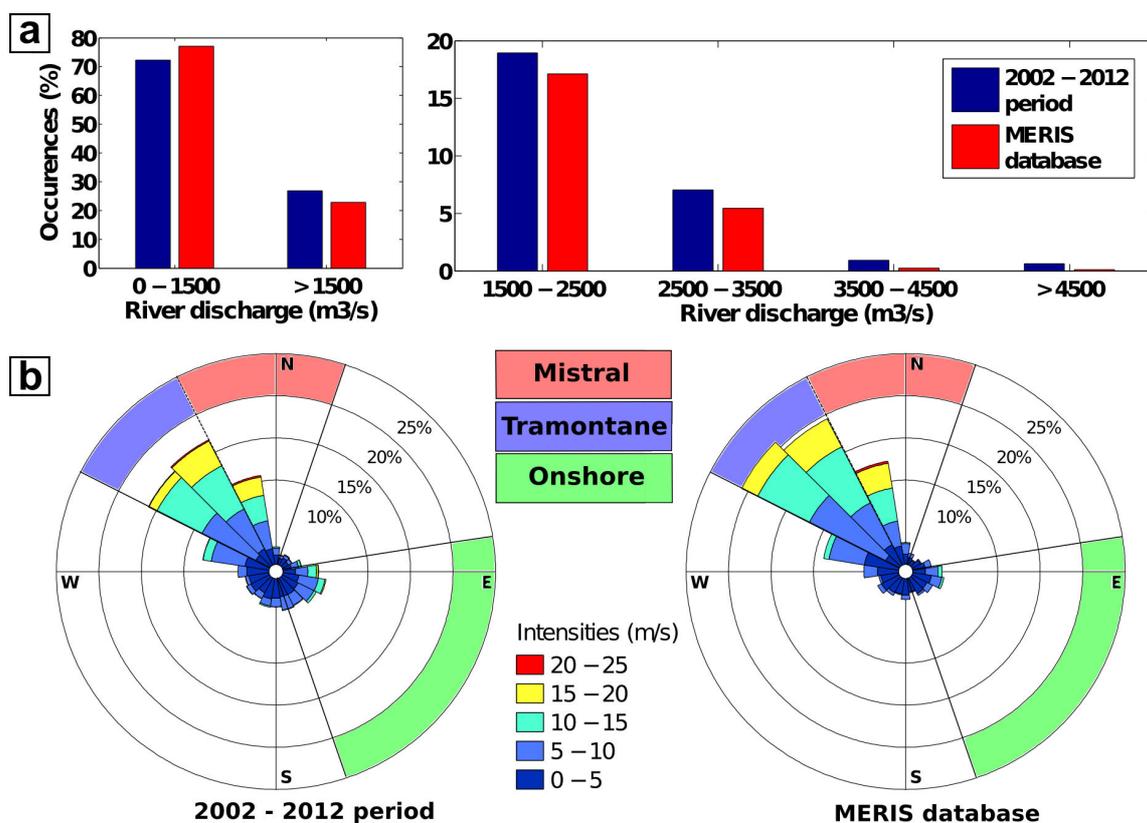


Figure IV-9 : Représentativité des conditions hydrométéorologiques du jeu de données d'image satellite MERIS-300m utilisé pour cette étude. (a) Débits du Grand Rhône (occurrences en %) et (b) directions et intensités du vent sur la période 2002-2012 (côté gauche - moyenne journalière) et pour la base de donnée (côté droit - moyenne journalière). Les barre bleues en (a) représentent les conditions de débits sur l'ensemble de la période 2002-2012 et les rouges correspondent au jeu de donnée après traitement.

## IV.2 Variabilité saisonnière et interannuelle du panache turbide du Grand Rhône

La variabilité saisonnière et interannuelle du panache turbide du Grand Rhône est étudiée à travers des cartes mensuelles de la concentration de surface en MES (Figure IV-10) et des statistiques mensuelles de ces métriques, comme son aire ou ses concentrations moyennes ou maximales (notées  $C_{mean}$  et  $C_{max}$  - Figure IV-11).

Les résultats présentés Figure IV-10 montrent que le panache turbide du Grand Rhône est plus étendu et plus chargé en MES pendant les mois de novembre, décembre et janvier, avec des concentrations toujours supérieures à  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  à proximité de l'embouchure (pour des hauteurs d'eaux supérieures à 20 m) et jusqu'à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  à 10 km de la côte. Les statistiques présentées sur la Figure IV-11 montrent que, pendant cette période, pour 25 % du temps, le panache s'étend sur plus de  $250 \text{ km}^2$  (plus de  $320 \text{ km}^2$  pour les mois de décembre et janvier) et que  $C_{mean}$  et  $C_{max}$  atteignent des valeurs de  $7 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $8 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $33 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $44 \text{ mg.l}^{-1}$ , respectivement.

De février à avril, le panache s'étend sur une aire plus petite (avec des valeurs médianes toujours inférieures à  $50 \text{ km}^2$ ) et est moins turbide que pour les mois de novembre, décembre et janvier. En effet, les concentrations moyennes n'excèdent jamais  $14 \text{ mg.l}^{-1}$  près de l'embouchure (maximum enregistré en février). Pour 25 % du temps, le panache s'étend sur des surfaces entre  $130 \text{ km}^2$  et  $160 \text{ km}^2$ , avec des valeurs de  $C_{mean}$  et  $C_{max}$  variant de  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $6 \text{ mg.l}^{-1}$  et de  $21 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $24 \text{ mg.l}^{-1}$ , respectivement.

De mai à octobre, un panache petit (aires médianes allant de  $5$  à  $32 \text{ km}^2$ ) et peu turbide est observé, caractérisé par de faibles concentrations en surface, les valeurs médianes de  $C_{mean}$  et  $C_{max}$  allant de  $4 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  et de  $6 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ , respectivement.

Cette tendance saisonnière est fortement corrélée au débit du Rhône (Figure IV-11). Cette figure montre également une variabilité interannuelle de l'aire du panache, de  $C_{mean}$  et de  $C_{max}$ . C'est lors des mois d'hiver, où le panache peut potentiellement s'étendre sur une grande surface, que cette variabilité est la plus forte. Cette modulation interannuelle s'explique par la variabilité du débit du Rhône et l'apport de sédiments associés, suivant une tendance similaire.

Pendant la période estivale/automnale, le mois de juin se démarque avec des métriques montrant une forte variabilité, contrairement aux mois de mai et juillet. En effet, les valeurs des premiers et troisièmes quartiles s'étendent de  $4 \text{ km}^2$  à  $200 \text{ km}^2$  pour l'aire et de  $4.5 \text{ mg.l}^{-1}$  à  $17 \text{ mg.l}^{-1}$  pour les concentrations maximales. Ce mois est particulièrement intéressant de part sa forte dispersion et du fait que la valeur médiane de toutes les métriques est similaire à celle du mois de février par exemple, où des panaches plus étendus et plus concentrés sont attendus. La variabilité observée est clairement confirmée par l'examen des moyennes annuelles des métriques du panache pour le mois de juin (Figure IV-12 et Figure IV-13). Une analyse statistique des débits du Rhône a montré que les années 2007, 2008 et 2010, où des panaches étendus et concentrés ont été mesurés, correspondent à des années particulièrement humide à cette saison, avec des valeurs médianes de débit supérieures à  $1600 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  (Figure IV-13 et Figure IV-14).

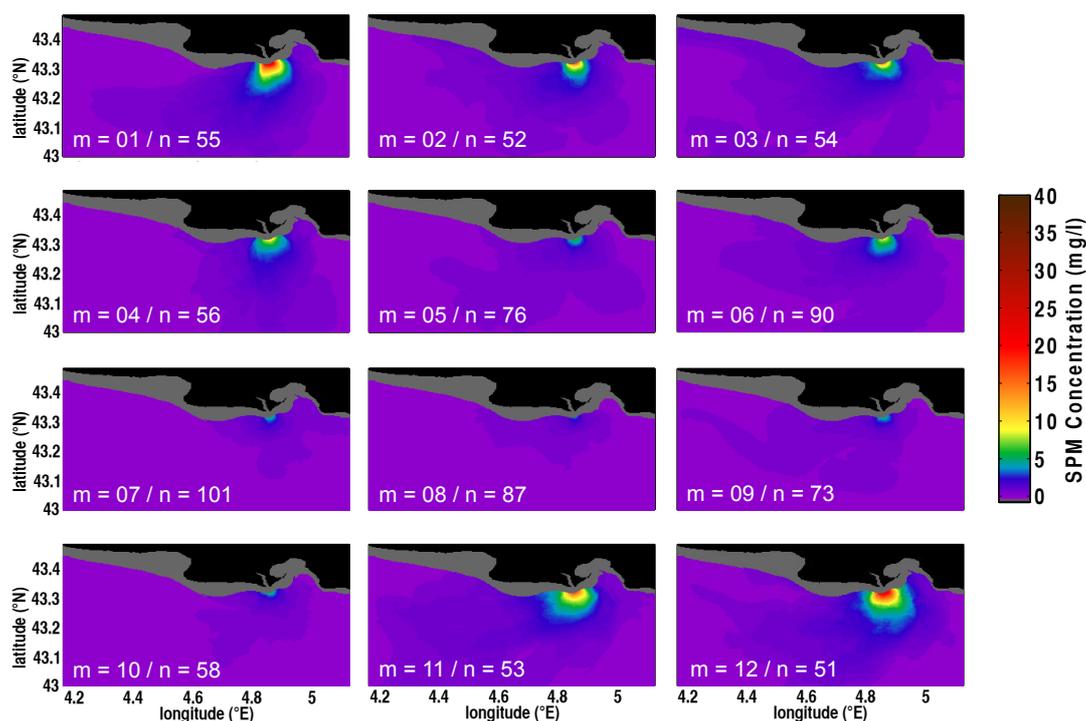


Figure IV-10 : Cartes de concentration en MES mensuelles moyennées sur la période 2002 - 2012. Les concentrations en MES des hauteurs d'eau inférieures à 20 m ont été ignorées (domaine gris).  $m$  et  $n$  représentent respectivement les mois et le nombre d'images utilisées pour calculer la moyenne.

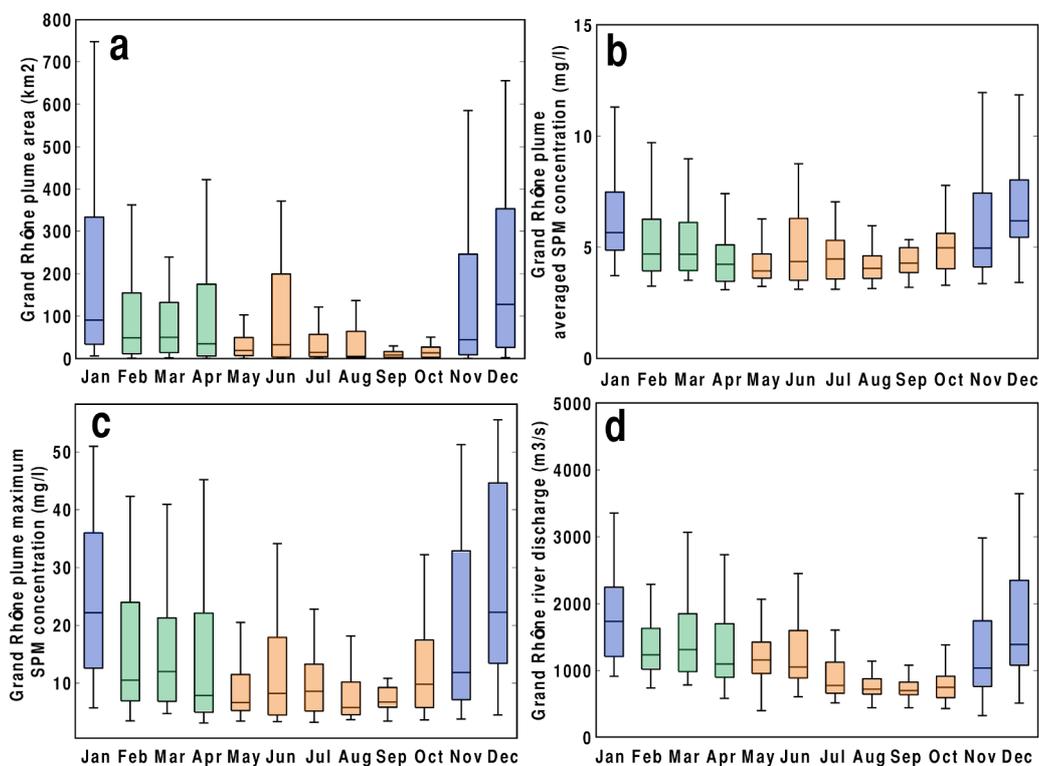


Figure IV-11 : Diagramme en boîte à moustaches des moyennes mensuelles sur la période 2002-2012 (sans prendre en compte les valeurs de concentration en MES associées à des profondeurs d'eau de moins de 20 m) de (a) l'aire du panache turbide du Grand Rhône, (b) sa concentration en MES moyenne ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) et (c) sa concentration en MES maximale ( $\text{mg.l}^{-1}$ ). La variabilité du débit du Grand Rhône est ici présentée en (d). Les couleurs représentent les trois différentes saisons identifiées par les résultats. Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales sans considérer les outliers\*; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premier et troisième quartiles et  $w$  est la valeur de la moustache associée.

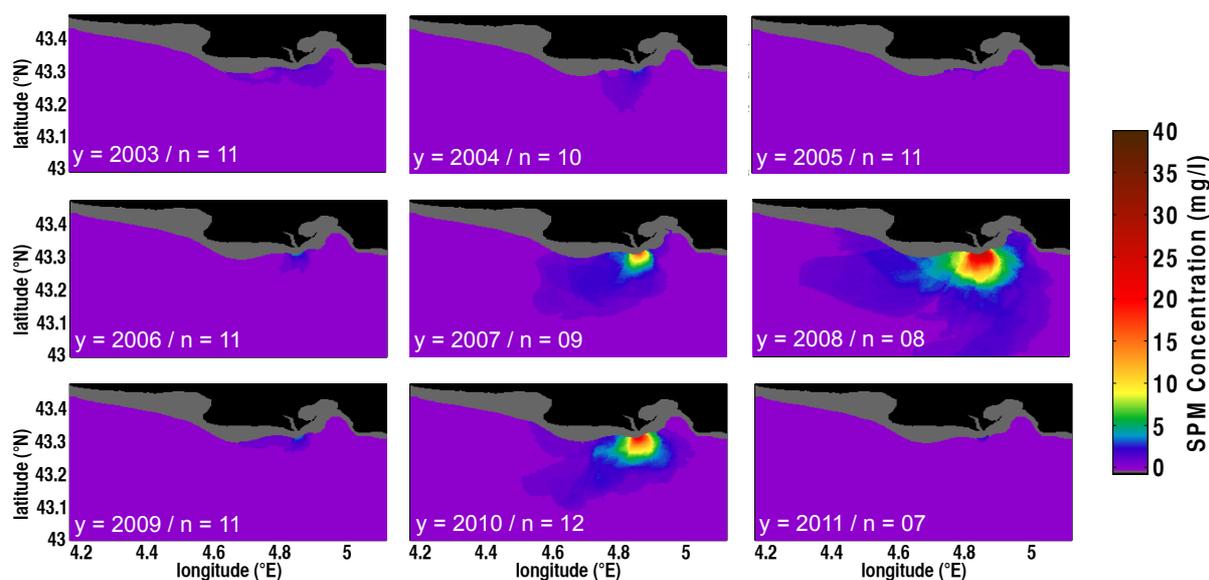


Figure IV-12 : Variabilité interannuelle du panache turbide du Rhône pour le mois de juin. Les concentrations en MES des hauteurs d'eau inférieures à 20 m ont été ignorées (domaine gris). y et n sont respectivement les années et le nombre d'images utilisées pour calculer la moyenne.

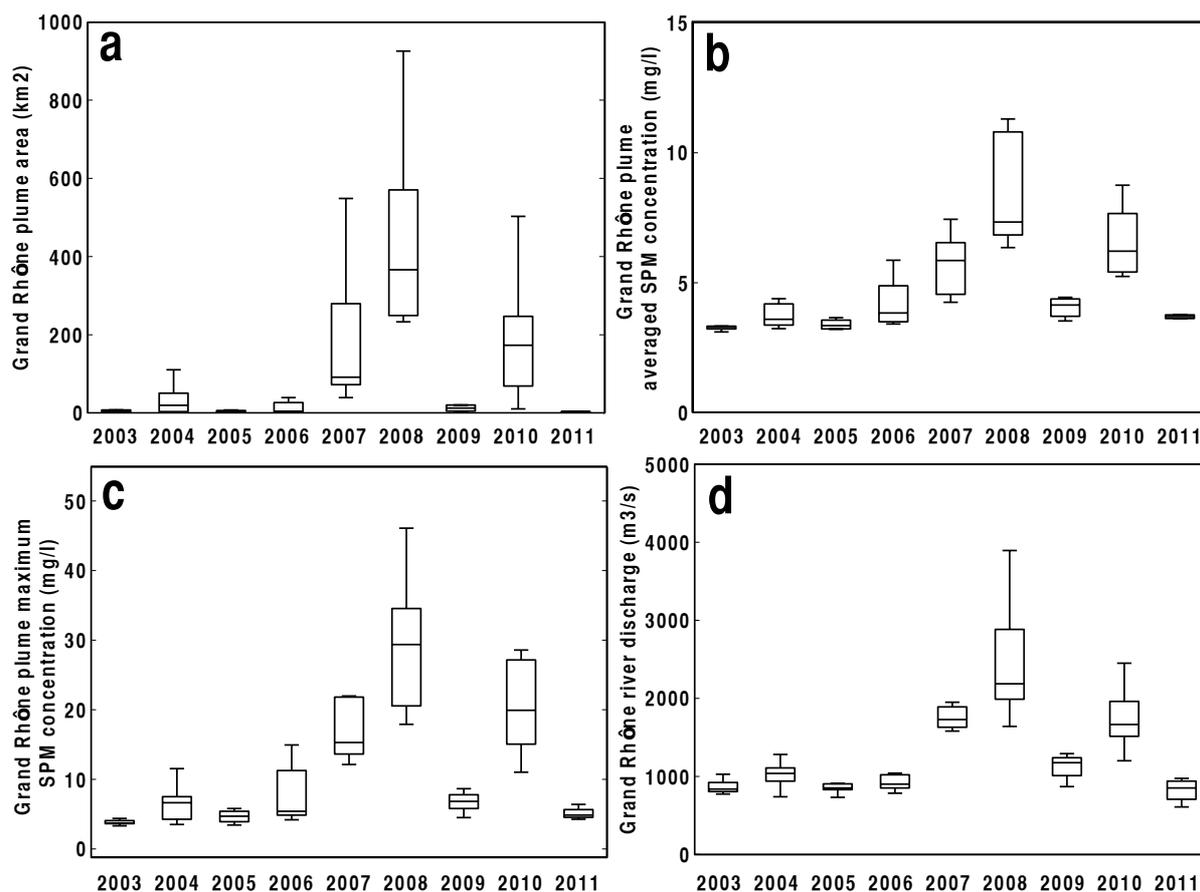


Figure IV-13 : Diagramme en boîte à moustaches des moyennes annuelles pour le mois de juin (sans prendre en compte les valeurs de concentration en MES associées à des profondeurs d'eau de moins de 20 m) de (a) l'aire du panache turbide du Grand Rhône, (b) sa concentration en MES moyenne ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) et (c) sa concentration en MES maximale ( $\text{mg.l}^{-1}$ ). La variabilité du débit du Grand Rhône est ici présentée en (d). Les couleurs représentent les trois différentes saisons identifiées par les résultats. Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales sans considérer les outliers\* ; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premier et troisième quartiles et w est la valeur de la moustache associée.

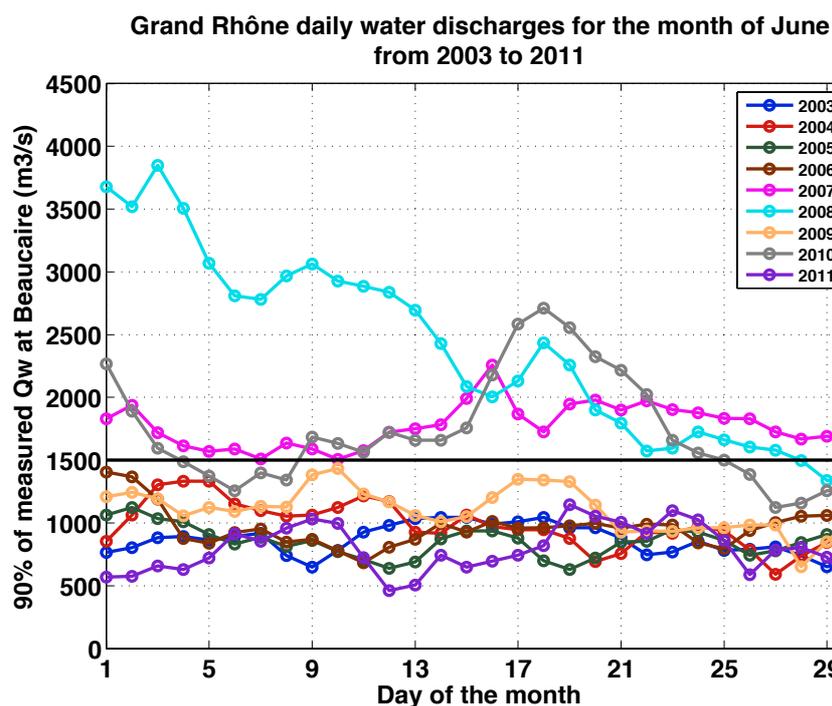


Figure IV-14 : Débits moyens du Grand Rhône pour le mois de juin entre 2003 et 2011. La ligne noire ( $Q_w = 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) représente le débit moyen du Grand Rhône.

### IV.3 Dynamique du panache turbide du Grand Rhône : réponse aux forçages hydrométéorologiques

La forte variabilité des métriques à l'échelle mensuelle témoigne d'une intense dynamique haute fréquence (*i.e.* à l'échelle journalière), associée aux forçages hydrométéorologiques. Afin d'étudier la dynamique du panache à l'échelle des événements, les métriques ont été séparées en deux groupes, selon leur appartenance aux régimes de vents dominants : les vents *offshore* (Mistral et Tramontane - de  $295^\circ$  à  $15^\circ$ ) et les vents *onshore* (de  $80^\circ$  à  $160^\circ$ ), et pour chacun des groupes, l'influence du débit est analysé. Les images associées à ces deux secteurs représentent 71 % de la base de données.

#### IV.3.1 Réponse de l'aire du panache turbide du Grand Rhône au débit

La corrélation positive observée à l'échelle saisonnière entre le débit et l'aire du panache turbide est confirmée par une analyse haute fréquence (Figure IV-15). Pour des débits supérieurs à  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , le panache s'étend sur une surface toujours supérieure à  $10 \text{ km}^2$ , et pour 20 % du temps supérieure à  $100 \text{ km}^2$  et peut atteindre des valeurs de plus de  $1000 \text{ km}^2$ . Pour des conditions de débit faible ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), le panache a souvent une aire réduite (44 % du temps inférieure à  $10 \text{ km}^2$  et 92 % du temps inférieure à  $100 \text{ km}^2$ ) mais peut s'étendre très épisodiquement sur des aires d'environ  $550 \text{ km}^2$  pour des conditions de vent *onshore*. Cette même corrélation est observée sur la Figure IV-16, où il est possible de voir le lien entre la taille des cercles (représentant l'aire du panache) et l'échelle de couleur (représentant le débit du Grand Rhône), pour des conditions de vent *offshore*. Dans ces mêmes conditions météorologiques et pour des débits faibles ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), le centre géométrique du panache est situé pour environ 95 % des images à moins de 7 km de l'embouchure. Cependant, pour des débits élevés ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), le centre géométrique est situé à plus de 7 km de la côte pour 64 % des images associées.

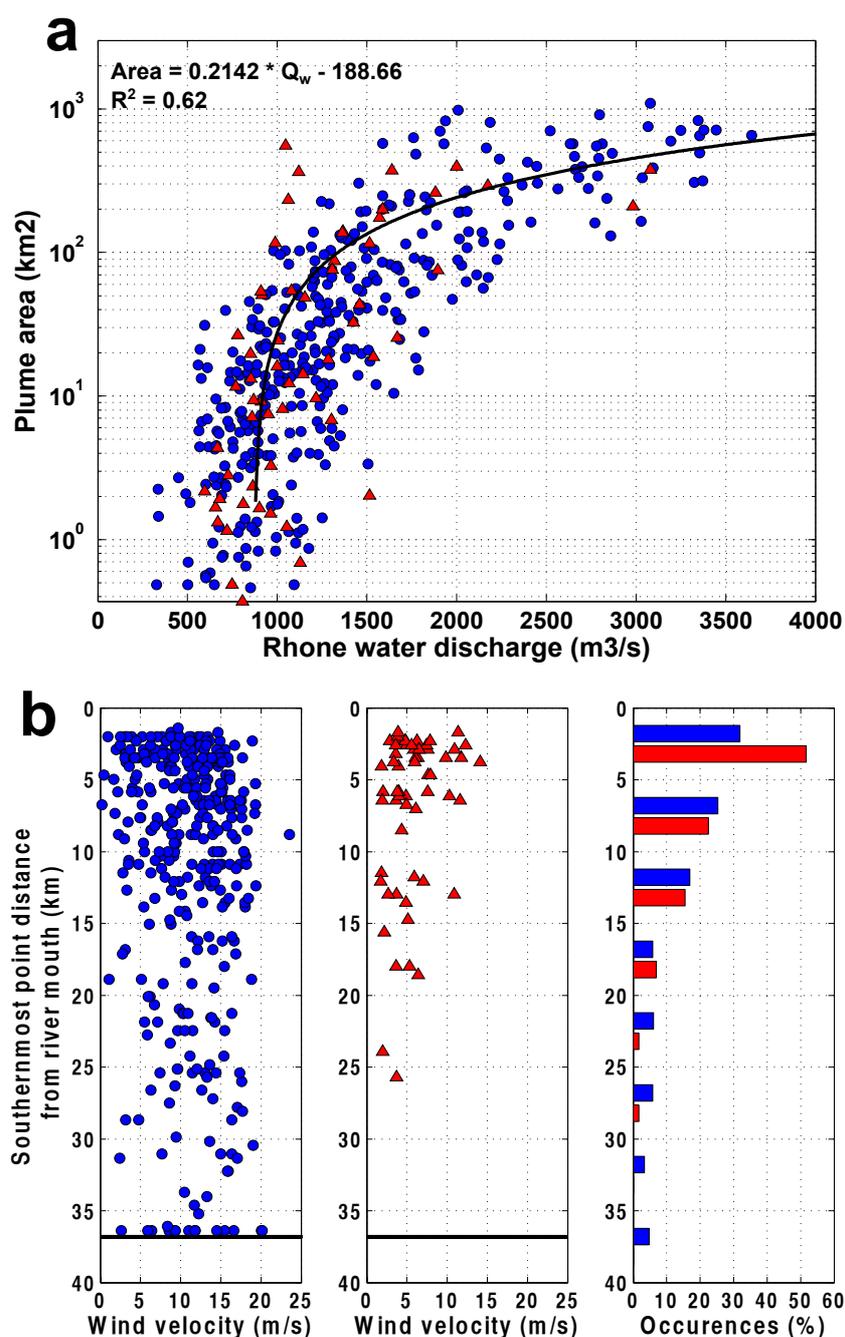


Figure IV-15 : Réponse du panache turbide (a) au débit et (b) aux vents dominants. Les couleurs bleu et rouge sont respectivement associées aux vents *offshore* (Tramontane + Mistral - 295° à 15°) et aux vents *onshore* (80° à 160°). La ligne noire en (b) représente la limite sud de la zone d'étude.

### IV.3.2 Réponse de l'aire du panache turbide du Grand Rhône aux vents dominants

Concernant l'impact du vent, la Figure IV-15 montre également que son orientation n'impacte pas la relation liant débit et aire du panache. Cependant, il est à noter que, pour des débits supérieurs à la moyenne (typiquement  $Q_w > 2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et des conditions de vent *onshore*, le panache ne s'étend pas autant qu'en conditions de vent *offshore*. En effet, pour des vents *onshore*, l'aire varie entre 200 km<sup>2</sup> et 400 km<sup>2</sup> (avec une valeur moyenne d'environ 290 km<sup>2</sup> et une potentielle sous-estimation moyenne de 46 km<sup>2</sup> due au masque bathymétrique), tandis que pour des vents *offshore*, les aires varient d'environ 100 km<sup>2</sup> à plus de 1000 km<sup>2</sup> (avec une valeur moyenne d'environ 400 km<sup>2</sup>). La représentation des centres géométriques des panaches

(Figure IV-16) permet également d'observer cette tendance puisque les plus grands cercles, correspondant aux panaches les plus étendus, sont plus petits pour les conditions de vent *onshore* que pour le Mistral et la Tramontane.

La Figure IV-15b met en évidence que les vents *onshore* (en rouge) ont tendance à confiner le panache turbide le long de la côte puisque pour ces vents, ce dernier ne s'étend jamais à plus de 26 km au large (74 % du temps en-dessous de 10 km) tandis que le Mistral et la Tramontane étirent le panache vers le large jusqu'à la limite de la zone d'étude. La vitesse du vent ne semble pas affecter directement l'extension du panache vers le sud pour des conditions de vents *offshore*, contrairement à ce qui est observé pour des conditions de vents *onshore* : plus ces vents sont forts, plus le panache apparaît plaqué à la côte.

La Figure IV-16a montre également le confinement du panache à la côte pendant les conditions de vent *onshore* puisque les centres géométriques sont clairement situés au nord de la zone d'étude, en comparaison à ceux associés au Mistral ou à la Tramontane. La distance à l'embouchure moyenne des centres géométriques pour différentes gammes de débit (Tableau 9) confirme également cette observation. La superposition des squelettes (Figure IV-16b) indique aussi que, pour des vents *onshore*, le panache est situé au nord de la zone d'étude, avec des orientations quasi isotropes. Pour le Mistral et la Tramontane, plus le débit est élevé, plus l'orientation du panache est définie. En effet, pour des conditions de débit faible ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), l'orientation du panache est isotrope alors que pour des débits plus élevés ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), l'orientation suit un pattern défini, montrant une déviation vers le sud-ouest voire vers l'ouest de la partie distale du panache, lui donnant une forme de virgule.

|                                                        | Mistral and Tramontane winds |                                             | Onshore winds                |                                             |
|--------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------|---------------------------------------------|
|                                                        | mean area (km <sup>2</sup> ) | mean offshore distance of the centroid (km) | mean area (km <sup>2</sup> ) | mean offshore distance of the centroid (km) |
| $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$           | 28.6                         | 3.4                                         | 48.4                         | 2.9                                         |
| $1500 \leq Q_w < 3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ | 234.4                        | 9.5                                         | 178.2                        | 4.9                                         |
| $Q_w \geq 3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$        | 649.0                        | 15.5                                        | 376.3                        | 3.5                                         |

Tableau 9 : Aire moyenne (km<sup>2</sup>) et distance à la côte des centres géométriques (km) du panache du Grand Rhône.

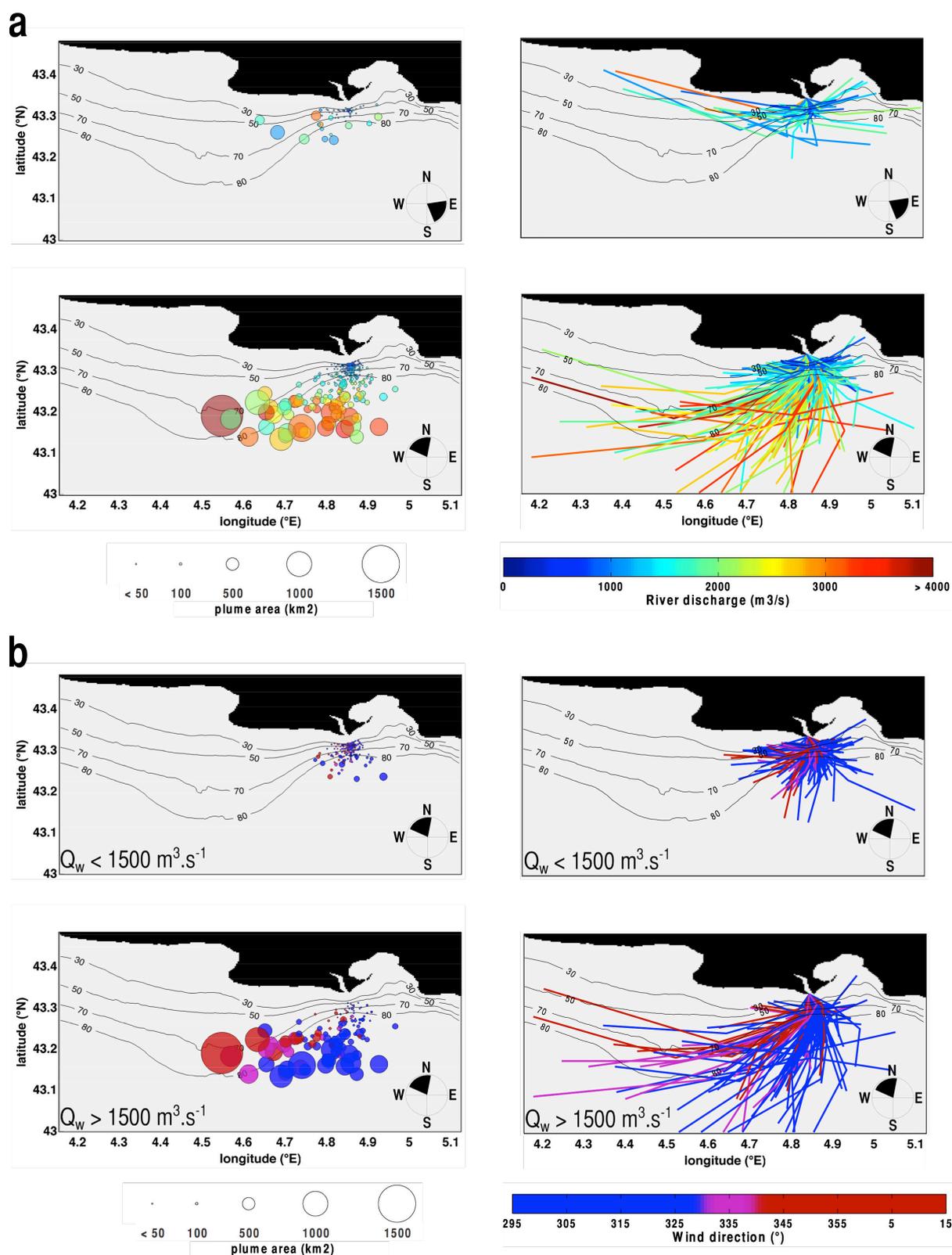


Figure IV-16 : Centres géométriques (cercles) et squelettes (lignes) du panache turbide du Grand Rhône pour les vents *offshore* et les vents *onshore*. Plus l'aire du panache est grande, plus le cercle représentant son centre géométrique est grand. En (a), l'échelle de couleur représente le débit du Grand Rhône ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), et en (b), la direction en degrés des vents *offshore*. Pour chaque illustration, une rose des vents est associée pour rappeler le secteur concerné par la représentation graphique. En (b), les conditions sèches ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sont séparées des conditions de débit plus élevé ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) pour plus de visibilité. Les points les plus petits (aires  $< 100 \text{ km}^2$ ) sont de couleur bleue à bleu foncée.

### IV.3.3 Discussion

La relation de dispersion générale proposée par Warrick and Fong (2004) dans leur étude comparant différents fleuves dans le monde pour des événements de crue  $P = c \times A^d$  où  $P$  est l'aire du panache du fleuve,  $A$  l'aire de son bassin versant et  $c$  et  $d$  des constantes régionales, a été testée sur le jeu de données. En considérant  $c = 1$  et une crue décennale du Grand Rhône (environ  $7600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), le coefficient  $d$  serait d'environ 0.63, dans la gamme de valeurs exposée par Warrick and Fong (2004) ( $0.68 \pm 0.04$ ).

Les trois triangles rouges écartés du nuage de points présents sur la Figure IV-15a (pour des  $Q_w \sim 1100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et une aire supérieure à  $200 \text{ km}^2$ ) correspondent à un événement particulier (les 12, 13 et 15 février 2008 - Figure IV-17) et non à trois périodes différentes. Cet événement explique pourquoi l'aire moyenne du panache associée aux vents *onshore* (Tableau 9 -  $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) semble élevée, en comparaison à la valeur associée aux vents *offshore*. En effet, en ne tenant pas compte de ces trois journées, l'aire moyenne chuterait à  $25 \text{ km}^2$ . L'examen des conditions hydrométéorologiques ne permet pas d'expliquer cet événement détecté par le satellite. En effet, sur la période du 05 février 2008 au 15 février 2008, le débit du Rhône était plus élevé la semaine précédent l'évènement (environ  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , de l'ordre de la moyenne annuelle - Figure IV-17), associé à des vents *offshore* assez intenses ( $> 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  les 07 et 05 février par exemple). Il serait alors imaginable que le panache qui a été observé lors des journées du 12, 13 et 15 février 2008 soit un reliquat de cet évènement antérieur. Cependant cette hypothèse n'est pas étayée par l'examen de l'image associée au 09 février 2008, montrant un panache de petite taille.

Le Mistral et la Tramontane contrôlent fortement la circulation vers le sud, ce qui explique l'étirement du panache habituellement observé. Au contraire, les vents *onshore* orientent la circulation vers le nord, et les panaches se retrouvent souvent plaqués à la côte. Pour les vents *offshore*, lorsque les panaches sont étirés vers le sud, ceux-ci sont globalement déviés vers l'ouest sous l'effet de la force de Coriolis et l'influence du Courant Nord. La Figure IV-16b montre en effet que pour le Mistral (N) et la Tramontane (NW), l'orientation du panache est légèrement différente. Le Mistral a tendance à dévier les panaches vers le sud-ouest tandis que la Tramontane les dévie vers le sud. La superposition des squelettes confirme cette observation qui est en accord avec la théorie d'Ekman (1905) sur la relation entre le vent et les courants de surface et l'observation de Demarcq and Wald (1984), établissant que le panache du Grand Rhône est dévié d'environ  $50^\circ$  à la droite du vent.

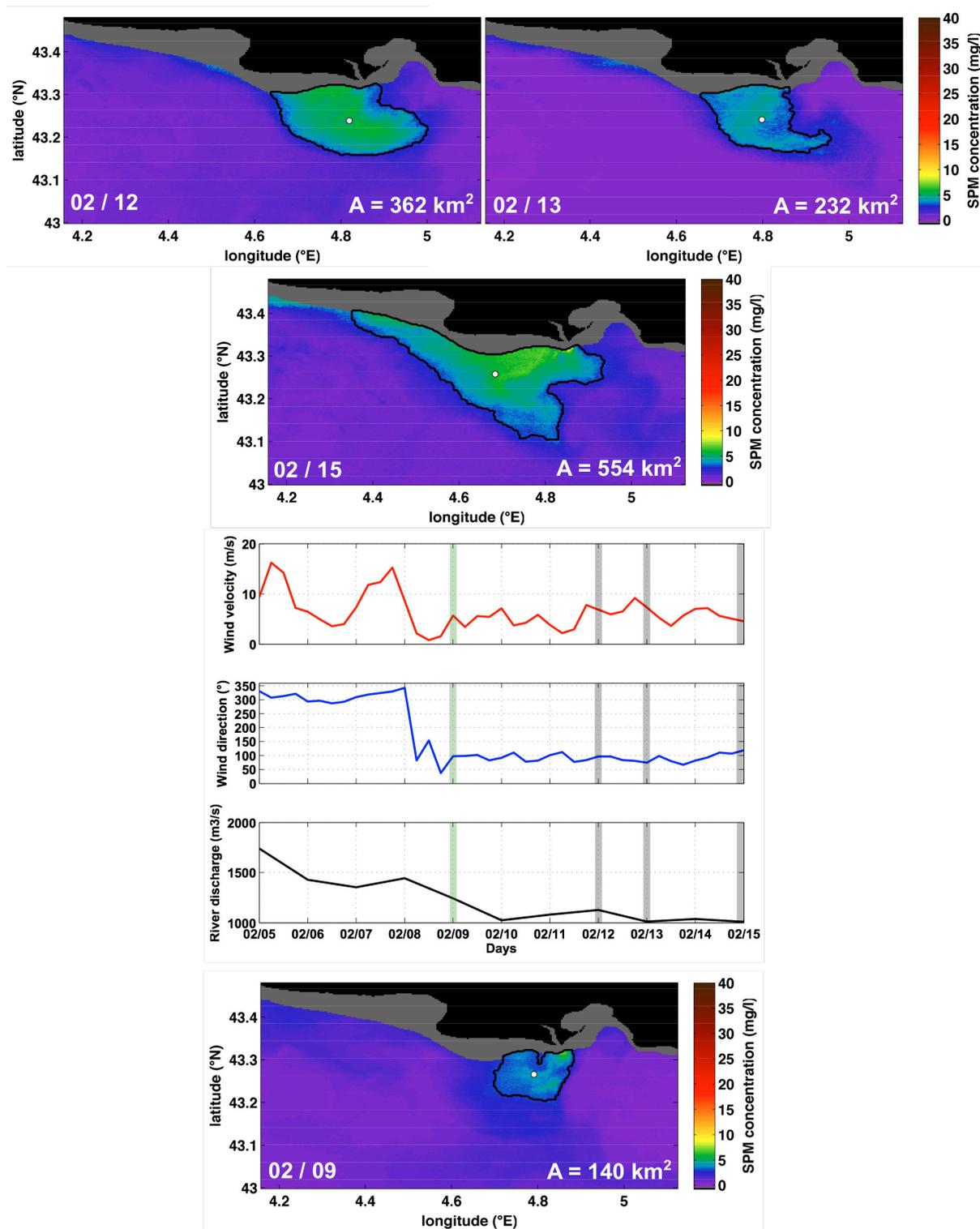


Figure IV-17 : Détail du cas particulier des journées du 12, 13 et 15 février 2008. Les cartes présentées sont celles des concentrations de surface en MES associées (jour d'acquisition et aire de panache notés en blanc sur chaque carte). Les conditions hydrométéorologiques (débit du Grand Rhône -  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  -, intensité -  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  - et direction - degrés - du vent) et la carte des concentrations de surface en MES pour la journée du 09 février 2008 sont également présentées.

### IV.3.4 Impact des forçages hydrométéorologiques sur les concentrations en MES du panache turbide

Une relation linéaire positive peut également être établie pour les concentrations moyenne et maximales détectées par le satellite en fonction du débit du Rhône (Figure IV-18). Pour exemple, les concentrations maximales varient de 5 mg.l<sup>-1</sup> à 35 mg.l<sup>-1</sup> pour des débits moyens ( $Q_w \sim 1500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ) tandis qu'elles atteignent des valeurs comprises entre 35 mg.l<sup>-1</sup> et 50 mg.l<sup>-1</sup> pour des débits supérieurs à 3000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Au vu des coefficients de corrélation, le débit du Rhône expliquerait 54 % des concentrations moyennes du panache et 72 % des concentrations maximales. Tout comme cela a été observé pour l'aire du panache, l'orientation du vent ne semble pas impacter grandement les variations de concentration en MES puisque les points associés aux conditions de vent *onshore* et *offshore* ne montrent pas deux populations distinctes. Cependant, il faut noter que les concentrations moyennes et maximales pendant les conditions de vent *onshore* sont significativement plus basses qu'en conditions de vent *offshore*, et plus particulièrement pour des débits faibles à moyens (inférieurs au débit moyen du Rhône). Néanmoins, ces différences doivent être considérées avec prudence puisqu'elles peuvent résulter du masquage des eaux peu profondes (*i.e.* où les hauteurs d'eau sont inférieures à 20 m), où le panache pourrait s'y développer considérablement en cas de fort coups de vent *onshore*.

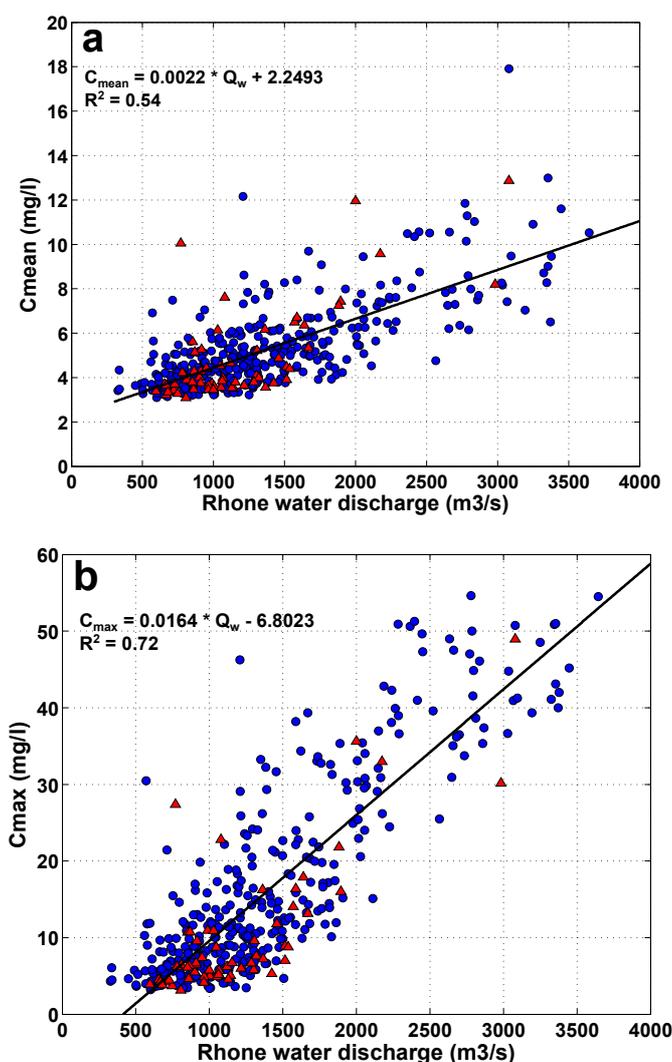


Figure IV-18 : Corrélation entre le débit du Grand Rhône et (a) la concentration en MES moyenne ( $C_{\text{mean}}$ ) du panache et (b) sa concentration en MES maximale ( $C_{\text{max}}$ ). Les données représentées par les points bleus sont associées à des conditions de vent *offshore*, et les triangles rouges à des conditions de vent *onshore*.

### IV.3.5 Masse de sédiments associée au panache de surface

Chaque pixel étant représentatif de la même surface, il vient que la masse de sédiments par mètre ( $t.m^{-1}$ ) présente dans le panache du Rhône est donnée par le produit de l'aire de son panache turbide et de la concentration moyenne en MES de ce dernier. La relation entre le débit et la masse de sédiment contenue dans le panache ( $masse = 1.8729 * Q_w - 1776$ ) donne, pour un débit moyen du Rhône de  $1500 m^3.s^{-1}$ , une masse de sédiment de  $1033 t.m^{-1}$ . Cette masse est très variable et peut être typiquement comprise entre  $50 t.m^{-1}$  et  $2000 t.m^{-1}$  pour cette valeur de débit moyen. Pour des débits supérieurs à  $3000 m^3.s^{-1}$ , la masse de sédiments apportés au Golfe par le Rhône est toujours supérieure à  $1000 t.m^{-1}$ . En revanche, pour des débits plus faibles, *e.g.*  $Q_w < 1000 m^3.s^{-1}$ , cette valeur est pour plus de 95 % du temps inférieure à  $100 t.m^{-1}$ .

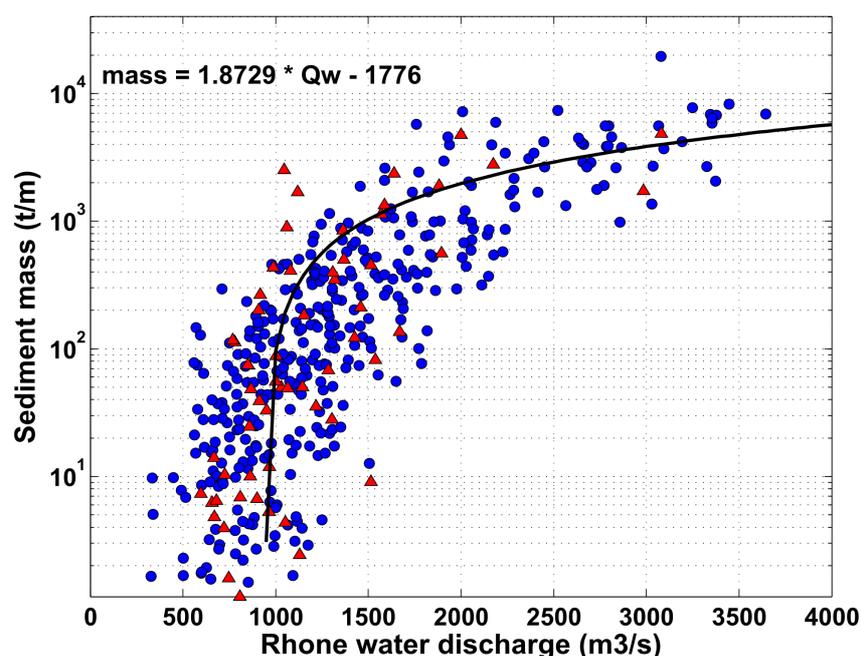


Figure IV-19 : Corrélation entre le débit et la masse de sédiment délivrée (en  $t.m^{-1}$ ) par le Grand Rhône. Les données représentées par les points bleus sont associées à des conditions de vent *offshore*, et les triangles rouges à des conditions de vent *onshore*.

## IV.4 Valorisation des métriques pour comparer la dynamique du panache du Rhône à celles d'autres systèmes côtiers

Les métriques sont un outil intéressant pour étudier des structures côtières dynamiques et de grande échelle tels que les panaches turbides. Elles permettent d'obtenir des séries temporelles de caractéristiques type de ces structures (comme leur aire ou la position de leur centre géométrique), pouvant être confrontées aux forçages de la zone d'étude comme présenté dans les deux sections précédentes. Leur dynamique peut être étudiée à court terme mais également à long terme, du fait de la bancarisation continue de données couleur de l'eau. Ces métriques permettent également la comparaison de différents systèmes côtiers du globe et d'évaluer leurs différentes sensibilités aux forçages tels que les courants de marée, le vent ou les débits liquides ou solides.

La littérature consacrée à l'étude de la dynamique des panaches turbides utilisant leurs métriques reste encore assez rare. Ici, il est proposé de comparer les métriques du panache du Rhône avec celles du Mississippi (Walker, 1994), de l'Èbre (Fernández-Nóvoa et al., 2015) et de l'Adour (Petus et al., 2014). Chaque groupe d'auteurs a utilisé un critère de délimitation du panache propre à son étude. Concernant les résultats associés au Rhône, ce critère est détaillé dans le paragraphe IV.1.1.3. Pour le Mississippi, Walker (1994) a associé le panache turbide à des concentrations en MES supérieures à  $10 mg.l^{-1}$ . Ce choix semble être basé sur la connaissance du milieu car aucune information supplémentaire n'a été trouvée. Petus et al. (2014) ont choisi d'isoler le panache turbide des eaux côtières environnantes par un seuil de concentration en MES de  $3 mg.l^{-1}$ .

Le choix de cette valeur repose sur des mesures *in situ* menées pendant une campagne mentionnée dans (Petus et al., 2010). Fernández-Nóvoa et al. (2015) ont, eux, testé une large gamme de seuils et ont sélectionné celui montrant le coefficient de Pearson le plus élevé entre l'aire du panache et le débit de l'Èbre. Ceci implique de faire l'hypothèse que l'aire du panache répond linéairement au débit du fleuve.

La Figure IV-20 montre la superposition des réponses de l'aire des panaches turbides aux débits liquides et solides des fleuves. Les systèmes de l'Èbre, du Rhône et de l'Adour sont caractérisés par des forçages hydrologiques similaires et leurs panaches peuvent être classés comme suit : pour un débit liquide donné, les panaches du Rhône sont moins étendus que ceux de l'Adour, qui sont eux-mêmes plus petits que ceux de l'Èbre. Le forçage hydrologique du Mississippi est différent des trois autres fleuves puisque ses débits sont d'environ un ordre de grandeur plus élevés. Cependant, la dynamique du panache du Mississippi se situe entre celles du Rhône et de l'Adour si on extrapole les relations aire/débit de ces systèmes pour des débits du même ordre de grandeur que ceux du Mississippi (ces extrapolations doivent être considérées avec un certain recul puisqu'elles ne sont pas représentatives de la dynamique réelle des systèmes du Rhône et de l'Adour).

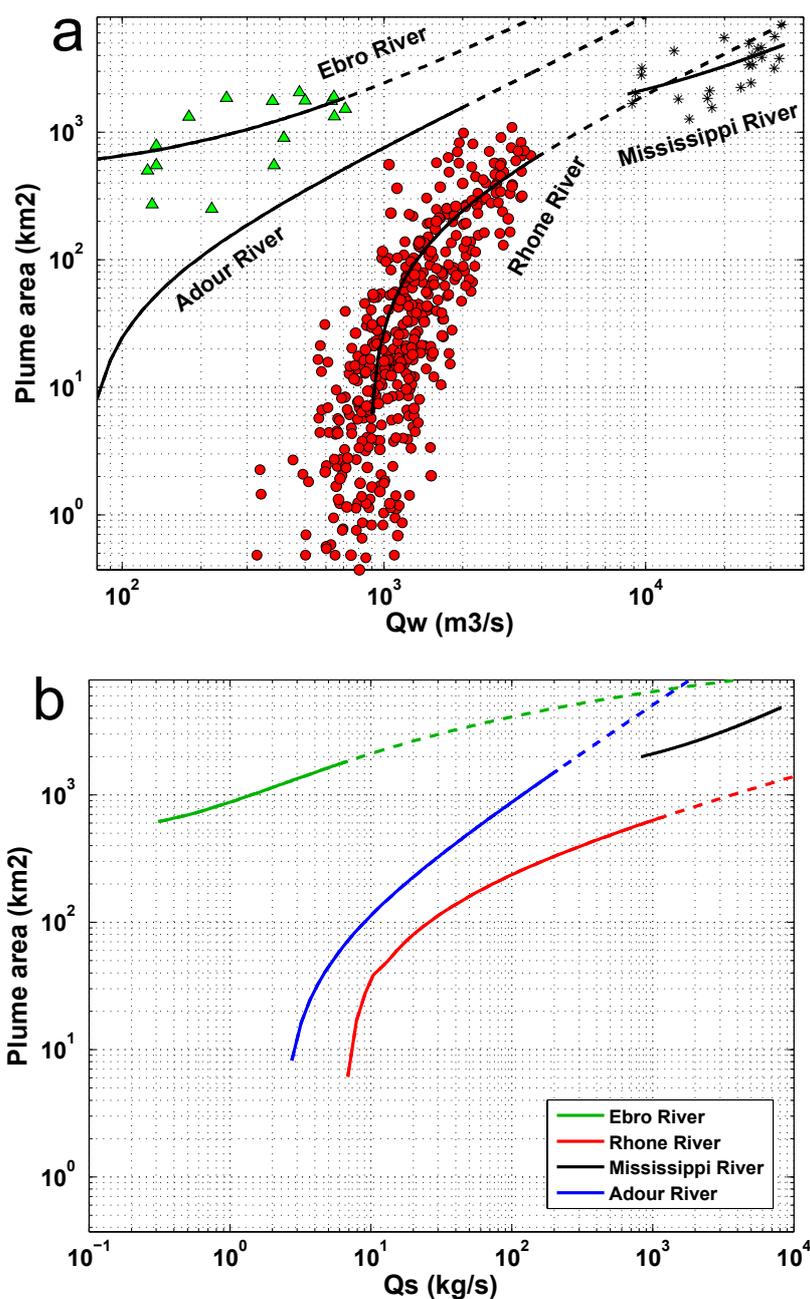


Figure IV-20 : Superposition des relations entre aire du panache turbide et (a) débit liquide et (b) débit solide pour quatre différents systèmes côtiers : le Grand Rhône (points rouges), le Mississippi (étoiles noires - Walker (1996)), l'Èbre (triangles verts - Fernández-Nóvoa et al. (2015)) et l'Adour (Petus et al., 2014). Les courbes en trait plein représentent les différentes relations et leur prolongation en pointillés, leur extrapolation a des valeurs de débit plus élevées.

#### IV.4.1 Comparaison des systèmes du Rhône et du Mississippi

Ces deux systèmes présentent des similitudes : ils sont tous les deux fortement contrôlés par les régimes de vent (Murray, 1972; Schroeder et al., 1987), soumis à une circulation générale géostrophique (Schroeder et al., 1987) et à des courants de marée faibles, avec un marnage moyen d'environ 30 cm pour les deux systèmes (Fanget et al., 2013; Murray, 1972). Cependant, la vorticité dans la région proche du delta du Mississippi pourrait être plus forte, avec la présence de deux cellules de recirculation de chaque côté du delta (Cochrane and Kelly, 1986; Rouse and Coleman, 1976), ce qui expliquerait pourquoi les aires du panache turbide du Mississippi sont plus importantes que celles du Rhône pour des débits solides extrapolés supérieurs à 1000 kg.s<sup>-1</sup>.

#### IV.4.2 Comparaison des systèmes du Rhône et de l'Adour

Les relations débit solide/débit liquide pour ces deux systèmes sont radicalement différents (Figure IV-21), surtout pour des débits inférieurs à  $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , où l'Adour délivre une quantité de MES d'un ordre de grandeur supplémentaire que le Rhône. L'apport sédimentaire pourrait alors expliquer la différence observée pour la relation aire/débit liquide. De plus, le panache turbide de l'Adour apparaît significativement plus étendu pour des débits solides similaires (Figure IV-20b). Les différences pourraient également s'expliquer par les différences de régime hydrodynamique de ces deux systèmes. En effet, contrairement à la zone proche de l'embouchure du Rhône, l'estuaire de l'Adour est un système macro-tidal avec des marnages variant entre 2 m et 5 m (Stoichev et al., 2004). Petus et al. (2014) suggèrent que les courants de marée pourraient impacter l'aire du panache, ce dernier pouvant s'étendre sur des aires plus importantes lors des périodes de vives eaux que lors des périodes de mortes eaux pour des débits similaires.

#### IV.4.3 Comparaison des systèmes du Rhône et de l'Èbre

Des patterns différents sont observés pour ces deux systèmes microtidaux méditerranéens : le panache turbide de l'Èbre est caractérisé par des aires plus grandes que celles du panache du Rhône pour environ un ordre de grandeur à débit liquide équivalent. Le système côtier de l'Èbre est assez proche de celui du Rhône, contrôlé par des régimes de vent semblables (Mestres et al., 2003) et soumis à l'influence du Courant Nord, circulant à des vitesses maximales de quelques dizaines de  $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$  à 40 km de l'embouchure du Rhône (Millot and Taupier-Letage, 2005) et de  $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  à  $50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  à 40 km de l'embouchure de l'Èbre (Font et al., 1990). L'hydrodynamique des zones étant très proche, elle ne semble pas être responsable des différences observées. Il est également notable que l'aire du panache turbide de l'Èbre est d'un ordre de grandeur plus grand que celui de l'Adour alors que l'apport sédimentaire de l'Adour à débit liquide équivalent est supérieur. Les différences observées pourraient être dues à l'approche méthodologique employée pour discriminer les frontières du panache turbide.

#### IV.4.4 Autres sources de différences entre systèmes

Les différences peuvent également venir de la nature des sédiments délivrés aux systèmes et de la variabilité de leur comportement (*i.e.* leur vitesse de chute), principalement contrôlé par les processus de floculation. Malheureusement, peu ou pas de données sont disponibles pour les systèmes étudiés ici. La vitesse de chute est un paramètre qui devrait être étudié plus en détail pour comprendre les structures turbides en zone côtière.

La méthodologie appliquée afin de déterminer le seuil de détection du panache turbide est également une source potentielle d'incertitudes lorsque des comparaisons entre systèmes sont engagées. Par exemple, pour cette étude, le choix d'un seuil de détection plus petit (*e.g.*  $2.5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) aurait légèrement augmenté les valeurs d'aire des panaches détectés et réduit les différences observées sur la Figure IV-20 par exemple. La méthode appliquée dans cette étude, basée sur la détection du "bruit" des concentrations en MES de surface peut être un outil très intéressant puisqu'il ne repose pas sur des connaissances préétablies du système (l'approche est statistique) et est uniquement basée sur la télédétection de la couleur de l'eau. Cette méthode est ainsi applicable à n'importe quel système côtier tant que la zone permet d'avoir suffisamment d'images sans nuages pour que la base de données soit représentative des conditions hydrométéorologiques.

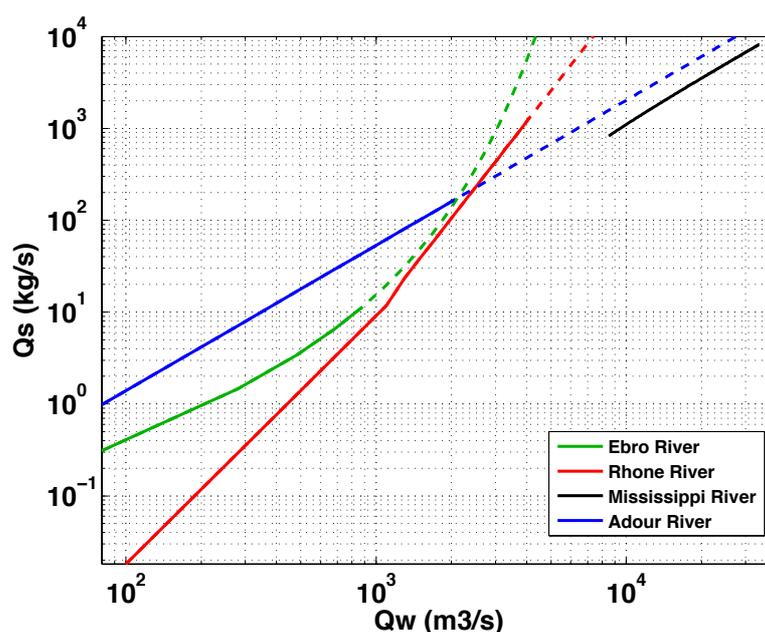


Figure IV-21 : Superposition des relations entre débits solides ( $Q_s$ , - en  $kg.s^{-1}$ ) et débits liquides ( $Q_w$ , - en  $m^3.s^{-1}$ ) pour quatre systèmes côtiers différents : le Grand Rhône (courbe rouge - Sadaoui et al. (2016)), le Mississippi (courbe noire - Allison et al. (2012)), l'Èbre (courbe verte - Rovira et al. (2015)) et l'Adour (courbe bleue - Coynel (2005)). Les courbes en trait plein représentent les différentes relations et leur prolongation en pointillés, leur extrapolation à des valeurs de débit plus élevées.

## IV.5 Synthèse

Un traitement automatique des images couleur de l'eau de l'océan a été développé afin d'isoler le panache particulière du Grand Rhône et extraire plusieurs de ses métriques comme son aire, ses limites d'extension au sud, à l'est et à l'ouest, sa forme ou encore la position de son centre géométrique. Cet outil a été appliqué à une base de données de couleur de l'eau MERIS-300m couvrant 10 années (de 2002 à 2012) et comprenant plus de 800 images afin d'étudier la dynamique spatiale et temporelle du panache particulière sur cette période étendue et ainsi compléter les observations *in situ* ponctuelles présentées dans le chapitre précédent.

Malgré une légère sous-représentation des conditions de vent *onshore*, cette étude a permis de mieux contraindre l'aire d'influence du panache particulière. Les résultats ont mis en évidence sa variabilité saisonnière et sa forte variabilité inter-annuelle, directement corrélée au débit du Rhône. Ces résultats ont également conforté les observations faites sur l'impact de l'orientation des vents sur celle du panache : les vents *offshore* tendent à renforcer sa déviation vers l'ouest, déjà contrôlée par la circulation générale, alors que les vents *onshore* l'empêchent de s'étendre vers le sud et le continent près de la côte.

La méthode d'extraction des métriques présentée dans ce chapitre, basée sur des statistiques régionales, ne repose pas sur des connaissances pré-établies du panache particulière étudié et est uniquement basée sur l'utilisation de cartes de concentrations en MES obtenues par télédétection. Il est alors envisageable de l'appliquer à d'autres systèmes côtiers afin d'obtenir des séries temporelles de caractéristiques type de panaches particulières (*e.g.* leur aire ou la position de leur centre géométrique) peu étudiés par des moyens classiques (*e.g.* systèmes difficiles d'accès étant donnée leur situation géographique). La seule condition est de pouvoir collecter suffisamment d'images sans couverture nuageuse afin de construire une base de données la plus représentative possible des conditions hydrométéorologiques de la zone investiguée. Leur dynamique de surface peut être étudiée à court terme mais également à long terme, du fait de la bancarisation continue de données couleur de l'eau. Dans le futur, l'impact du changement climatique pourrait être étudié (*e.g.* diminution des apports fluviaux, modulation des événements extrêmes).

L'outil d'extraction des métriques de panaches turbides peut également être utilisé sur des résultats de simulations de modèles hydrosédimentaires afin de constituer une base de données de métriques pouvant être comparée à des bases de données existantes et ainsi constituer un outil avancé de validation de ces modèles. Ce type de validation a été testé sur le modèle mis en place à l'embouchure du Rhône, présenté dans le chapitre suivant.





## Chapitre V Modélisation de la dynamique du panache du Rhône : devenir des MES

Les récentes études de modélisation hydrosédimentaire en zone côtière et plus spécifiquement sur le GoL ont généralement mis l'accent sur les processus d'érosion liés aux tempêtes et le comportement des MES en profondeur, au détriment de leur comportement dans l'ensemble de la colonne d'eau, régi principalement par leur vitesse de chute (Dufois, 2008, Ulses, 2007). De manière complémentaire, ce travail de thèse étant focalisé sur le comportement des particules dans la colonne d'eau, la part la plus importante du travail réalisé sur la modélisation hydrosédimentaire du prodelta du Rhône et du Golfe du Lion s'est portée sur la validation du modèle hydrodynamique et la paramétrisation de la vitesse de chute des particules, avec un focus sur la dynamique du panache du Rhône, au détriment des processus s'appliquant à l'interface eau-sédiment.

## V.1 Modèle hydrodynamique MARS3D

Les courants marins et l'advection des traceurs ont été calculés par le modèle hydrodynamique tridimensionnel MARS3D (*3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale*), modèle à surface libre aux différences finies basé sur la résolution du système d'équations de Navier-Stokes et décrit par Lazure and Dumas (2008). Ce modèle résout les équations primitives en considérant l'approximation classique de Boussinesq et l'hypothèse d'hydrostaticité sur la verticale (Blumberg and Mellor, 1987). Sur l'horizontale, les équations sont résolues par la technique des différences finies suivant une grille de type Arakawa-C (Arakawa and Lamb, 1977). Les composantes du courant sont donc définies sur les bords des mailles alors que les traceurs (température, salinité...) et l'élévation de la surface libre le sont en leur centre. Sur la verticale, les vitesses et les traceurs sont calculés au centre de la maille.

Le modèle sépare la résolution des modes interne (barocline) et externe (barotrope) mais les résout avec le même pas de temps grâce à une méthode itérative. Les équations du mouvement selon les deux axes horizontaux sont découplées selon une méthode de type ADI (*Alternating Direction Implicit* (Leendertse and Gritton, 1971)). L'advection de la quantité de mouvement et des variables est réalisée à chaque demi pas de temps. La viscosité et la diffusivité de la température et de la salinité ont été obtenues en utilisant un fermeture turbulente de type  $k-\varepsilon$  (Rodi, 1993).

Les vagues ont été prises en compte dans le modèle seulement comme forçage pour le calcul de la contrainte de fond ( $\tau_{bot}$ ) sur le sédiment uniquement (voir paragraphe V.2.1.3). Il n'y a pas eu de couplage vague-courant.

### V.1.1 Mise en place des modèles

#### V.1.1.1 Configurations

Des modèles emboîtés de différentes résolutions ont été repris ou mis en place afin de décrire l'hydrodynamique dans le GoL et à proximité de l'embouchure du Rhône. Le modèle de plus grande emprise est le modèle MENOR, s'étendant de 39.5°N à 44.5°N et de l'Espagne à l'Italie (de 0° à 16°E) avec une résolution horizontale de 1.2 km et 30 niveaux  $\sigma$  généralisés sur la verticale (Figure V-2). Ce modèle est forcé pour son état initial et à ses limites par des champs quotidiens fournis par le système opérationnel MONGOOS (*Mediterranean Operational Network for the Global Ocean Observing System*). Le modèle MENOR est un outil opérationnel et ne sera pas détaillé dans ce chapitre (André et al., 2005), contrairement aux deux modèles qui suivent. Un modèle d'emprise plus restreinte, GOL (Figure V-3), a été créé par extraction du modèle MENOR sur une emprise couvrant le golfe du Lion (de 41.6°N à 43.7°N et de 2.65°E à 7.30°E). Ce modèle possède les mêmes caractéristiques que le modèle MENOR et est forcé initialement et à ses limites par ce dernier.

Enfin, un zoom AGRIF (*Adaptive Grid Refinement in Fortran*) été créé au niveau de l'embouchure du Grand Rhône (de 43.11°N à 43.48°N et de 4.16°E à 5.12°E - Figure V-4). Les principaux avantages de l'emboîtement AGRIF sont le calcul simultané sur les deux grilles (mère et fille) et l'échange d'information dans les deux sens, permettant à la fois de s'affranchir de la création de conditions aux limites et d'améliorer

les résultats dans les mailles de la grille mère englobant le zoom (voir grilles schématisées Figure V-1a). Dans la configuration présentée ici, le facteur de raffinement spatial est de 5, *i.e.* la grille fille (ZOOM) a une résolution de  $1200 / 5 = 240$  m et le facteur de raffinement temporel est fixé à 3, *i.e.* pour un pas de temps de calcul de la grille mère (GOL) de 90 s, celui de la grille fille (ZOOM) est de  $90 / 3 = 30$  s. La résolution dans l'emprise de ZOOM s'effectue alors dans cet ordre (Figure V-1b) :

1. Les équations de la grille mère (GOL) sont résolues pendant un pas de temps de calcul (90 s).
2. Les résultats de la grille mère sont interpolés aux limites de la grille fille (couplage *one-way*)
3. Le calcul s'effectue ensuite sur la grille fille, en trois pas de temps de calcul de 30 s.
4. A la fin de ces pas de temps, les résultats de la grille mère dans la zone de recouvrement sont mis à jour par ceux de la grille fille.
5. Ce principe de fonctionnement est appliqué au calcul des traceurs (salinité, température, concentration en MES...) ainsi qu'à celui des vitesses. Concernant le compartiment sédimentaire (voir section V.2), chaque grille est calculée indépendamment, il n'y a pas d'échange.

Pour simuler un mois dans cette configuration (avec le couplage du module sédimentaire MIXSED présenté plus bas), il faut compter environ 21 heures de simulation avec 28 processeurs.

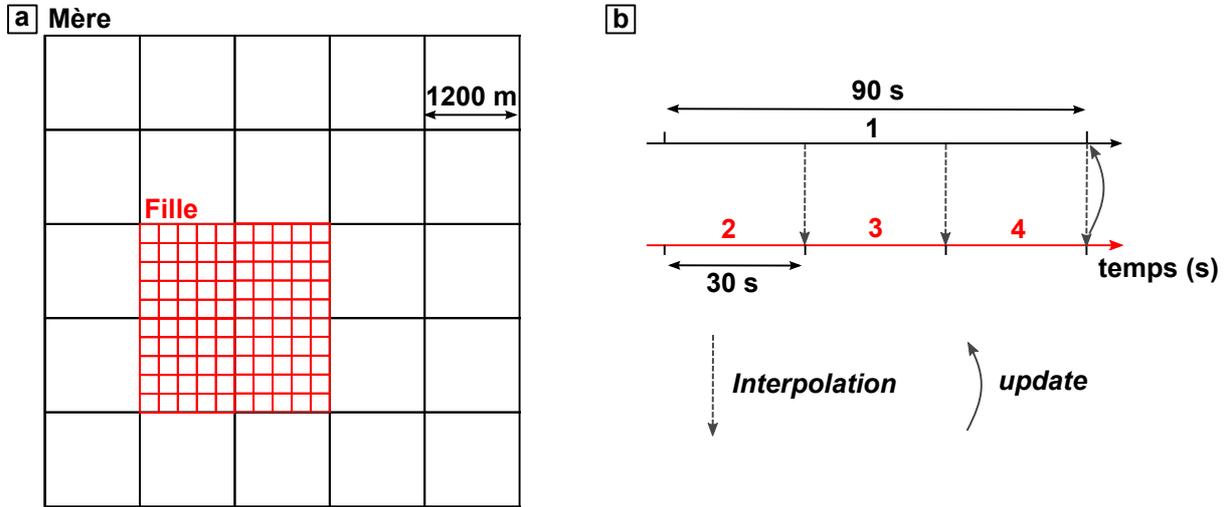


Figure V-1 : Schéma conceptuel d'un emboîtement AGRIF indiquant les (a) les résolutions spatiales des grilles mères et filles (dans l'exemple, le facteur de raffinement spatial est égal à 5) et (b) les étapes de calcul dans le temps (dans l'exemple, le facteur de raffinement temporel est égal à 3).

La résolution verticale dans les trois modèles est répartie selon 30 niveaux  $\sigma$  généralisés. Les coordonnées verticales  $z$  s'expriment telles que (Song and Haidvogel, 1994) :

$$z = \zeta(1 + \sigma) + H_c\sigma + (H - H_c)C(\sigma) \quad \text{Eq. 12}$$

où  $H$  est la profondeur du fond,  $H_c$  est soit la profondeur minimum (*i.e.* en-dessous de cette valeur, les niveaux  $\sigma$  sont distribués uniformément sur la colonne d'eau), soit une valeur au-dessus de laquelle la résolution s'affine.  $\zeta$  est l'élévation de la surface libre et  $C(\sigma)$  est défini comme :

$$C(\sigma) = (1 - \beta) \frac{\sinh(\theta\sigma)}{\sinh\theta} + \beta \frac{\tanh[\theta(\sigma + 1/2)] - \tanh(\theta/2)}{2 \tanh(\theta/2)} \quad \text{Eq. 13}$$

où  $\theta$  et  $\beta$  sont respectivement des paramètres de contrôle de la résolution associés à la surface et au fond, et  $-1 \leq \sigma \leq 0$  (si  $\sigma = 0$ ,  $z = \zeta$  et si  $\sigma = -1$ ,  $z = H$ ).

La hauteur d'eau  $h(x,y,t)$  est donnée par :

$$h(x, y, t) = H(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad \text{Eq. 14}$$

Pour les simulations présentées dans ce chapitre,  $\theta = 6$ ,  $\beta = 0.2$  et  $H_c = 4$  m, menant à une distribution verticale des 30 niveaux  $\sigma$  telle que représentée schématiquement sur la Figure V-5. Ce choix de paramètres résulte en une très haute résolution en surface afin de contraindre au mieux les mouvements d'eau dans le panache du Rhône. À titre d'exemple, pour une hauteur d'eau totale de 30 m, la couche la plus en profondeur aura une épaisseur de 4 m, et la couche la plus en surface de 20 cm, et pour une hauteur d'eau de 100 m, ces couches auront respectivement des épaisseurs de 15 m et 25 cm.

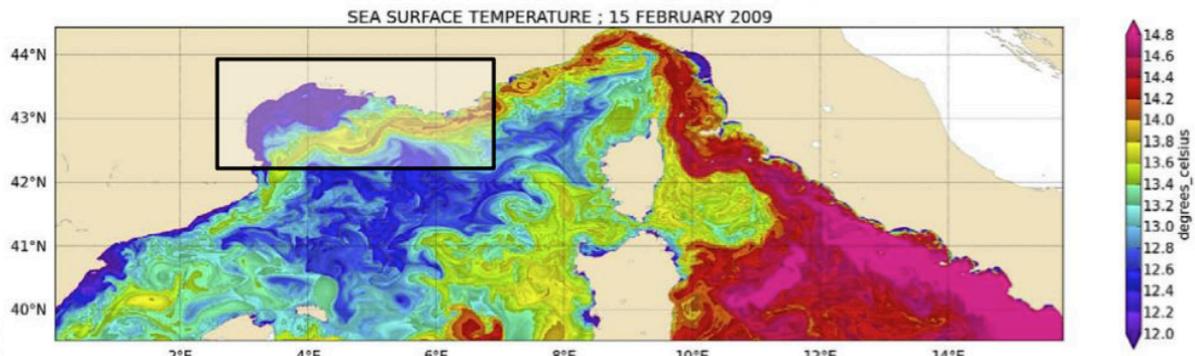


Figure V-2 : Température de surface simulée par le modèle MARS3D sur l'emprise du modèle MENOR pour la journée du 15 février 2009 (Garnier et al., 2014). Le cadre noir indique l'emprise du modèle GOL.

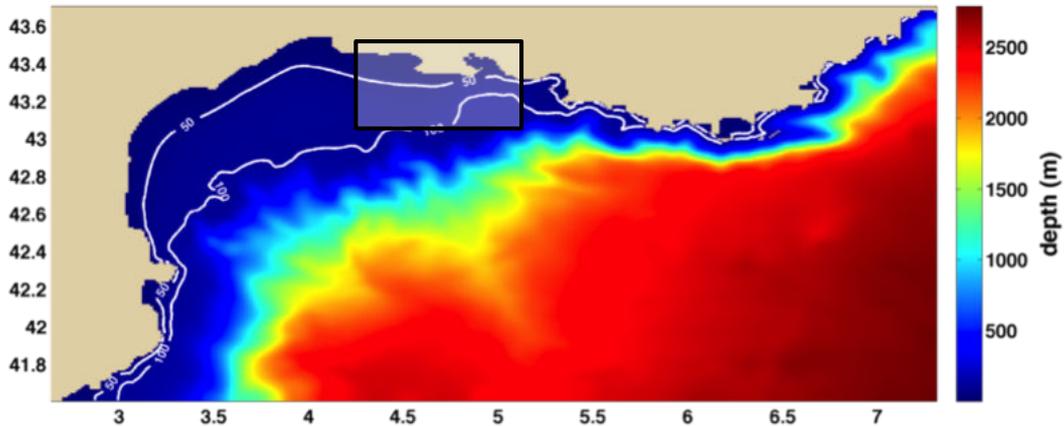


Figure V-3 : Bathymétrie du modèle GOL. Le cadre noir indique l'emprise du modèle ZOOM et les isobathes 50 m et 100 m sont tracées en blanc.

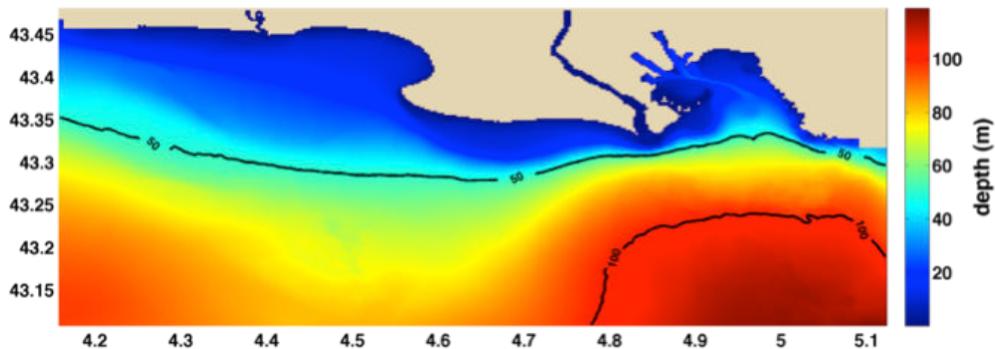


Figure V-4 : Bathymétrie du modèle ZOOM. Les isobathes 50 m et 100 m sont tracées en noir.

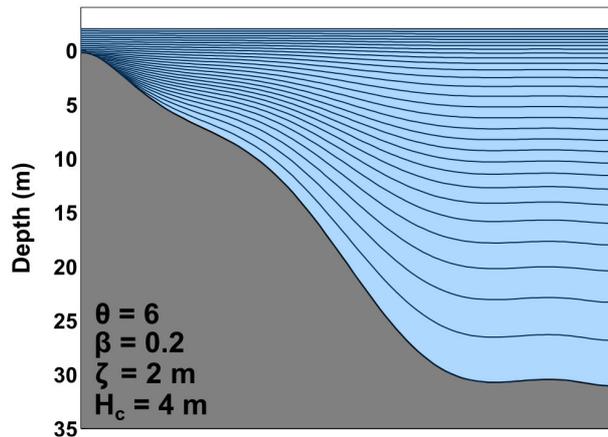


Figure V-5 : Représentation schématique de la distribution verticale des niveaux  $\sigma$  pour les paramètres utilisés dans le modèle (incrûstés dans la figure).

### V.1.1.2 Forçages hydrométéorologiques et conditions aux limites

#### *Paramètres hydrodynamiques*

Les conditions initiales et aux frontières ouvertes du modèle GOL pour les paramètres hydrologiques/hydrodynamiques sont, comme énoncé plus haut, issues des simulations du modèle régional MENOR (vitesses 3D, température, salinité et élévation de surface).

#### *Contrainte sur le fond liée aux vagues*

La contrainte de fond liée aux vagues ( $\tau_w$ ) a pu être calculée grâce à un rejeu effectué à l'échelle du Golfe du Lion (MENORUG - (Rasclé and Arduin, 2013)) du modèle WaveWatchIII (Tolman, 2002). Les résultats des calculs de ce rejeu, effectués sur une grille non structurée (résolution de 230 m à la côte et de plusieurs km hors du plateau) ont été interpolés sur les grilles des modèles GOL et ZOOM. Les vitesses orbitales ( $U_b$ ), périodes de pic ( $T_p$ ), hauteurs significatives ( $h_s$ ) et directions des vagues ont été utilisées afin de calculer la contrainte de fond liée aux vagues (voir paragraphe V.2.1.3).

#### *Conditions météorologiques*

Les forçages météorologiques (vitesse du vent, température de l'air, pression atmosphérique, humidité relative) sont issus des modèles météorologiques MÉTÉOFRANCE ARPEGE-HR (0.1° - 1 h), ou ARPEGE, de plus faible résolution (0.5° - 6 h), pour les périodes simulées antérieures au 24 novembre 2011 (Déqué et al., 1994).

#### *Rejets du Rhône*

Les débits moyens journaliers du Rhône à la station Beaucaire ont été obtenus depuis la base de données de l'Agence de l'eau (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). Ces valeurs ont été attribuées pour 90 % au Grand Rhône et 10 % au Petit Rhône (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006).

Les concentrations en MES sont issues des valeurs mesurées à la station de mesure SORA, située en Arles (Adell, 2013). Il a été observé, de 2011 à 2016, que cette station de mesure peut rencontrer des problèmes techniques, rendant ainsi la donnée de concentration en MES indisponible, sur des durées pouvant être longues. Afin de palier à ces absences de donnée, le débit ( $Q_w$  - en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et la concentration en MES ( $C_{mes}$  -  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ) disponibles sur la période 2010-2016 ont été confrontées (Figure V-6) afin d'en déduire la relation suivante :

$$\log_{10}(C_{mes}) = 1.4952 \log_{10}(Q_w)^2 - 7.3637 \log_{10}(Q_w) + 9.6484 \quad \text{Eq. 15}$$

pour laquelle des RMSE pour les débits inférieurs à  $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  de  $85.3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ , et de  $508.3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  pour les débits supérieurs à  $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ont été calculées. Lorsque les mesures à la station SORA ne sont pas disponibles, cette relation débit/concentration en MES a été utilisée pour forcer le modèle.

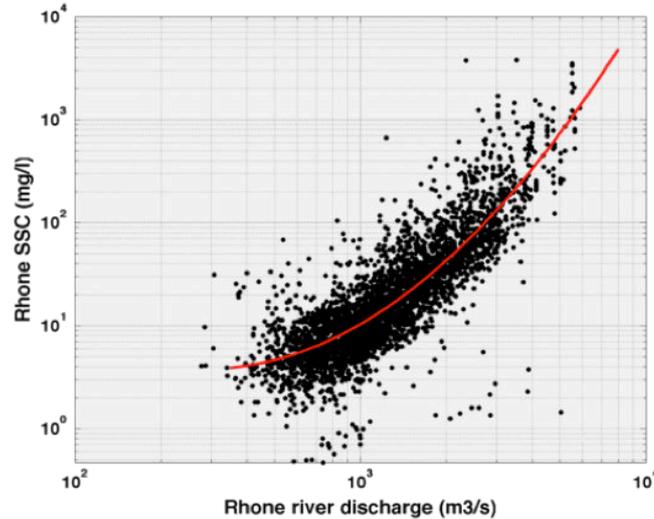


Figure V-6 : Relation entre le débit moyen journalier mesuré à Beaucaire et la concentration en MES mesurée à la station SORA (en Arles).

### Rejets des autres fleuves côtiers

Les débits moyens journaliers de l'Aude, de l'Hérault, du Lez, de l'Orb, du Tech, de la Têt et du Vidourle ont été obtenus depuis la base de données de l'Agence de l'eau (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). Leurs concentrations en MES associées ont été calculées à partir des relations présentées par Bourrin and Durrieu de Madron (2006), disponibles dans le Tableau 1.

Les différents forçages utilisés sont résumés dans le Tableau 10.

| Forçages                                                                                                       | Sources                                                                                                            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Conditions aux limites et aux frontières ouvertes (vitesse 3D, température, salinité)                          | MENOR/MONGOOS (Garnier et al., 2014)                                                                               |
| Vagues (vitesses orbitales, période de pic, hauteur significative, direction)                                  | Rejeu WaveWatchIII (Rascle and Ardhuin, 2013; Tolman, 2002)                                                        |
| Conditions météorologiques (pression atmosphérique, vent, température, humidité relative, couverture nuageuse) | ARPEGE-HR ou ARPEGE (pour des simulations antérieures au 24/11/2011) (Déqué et al., 1994)                          |
| Débit des fleuves (moyennes journalières)                                                                      | base de données de l'Agence de l'eau ( <a href="http://www.hydro.eaufrance.fr">http://www.hydro.eaufrance.fr</a> ) |
| Concentration en MES du Rhône                                                                                  | station SORA (Adell, 2013)                                                                                         |
| Concentration en MES des fleuves côtiers                                                                       | Relations issues de (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006)                                                          |

Tableau 10 : Tableau récapitulatif des forçages réalistes utilisés pour les modèles GOL et ZOOM.

## V.1.2 Validation du modèle hydrodynamique

Afin de valider le modèle hydrodynamique, il est proposé de valider l'hydrologie (température, salinité) dans les trois dimensions sur la zone proche de l'embouchure et notamment sur la zone d'influence du panache d'eau douce du Grand Rhône. Il est supposé que si l'hydrologie est bien reproduite dans cette zone dynamique (*e.g.* stratifications et gradients horizontaux similaires), l'hydrodynamique l'est alors également. La période choisie pour cette validation couvre l'ensemble de la campagne en mer TUCPA (2014), durant laquelle un grand nombre de capteurs a été déployé, enregistrant une crue annuelle ( $\sim 5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Les comparaisons des profils CTD (voir Chapitre III) et des mesures *glider* avec les résultats du modèle sont présentées dans cette section. Une période de trois mois avant la campagne a été simulée (*spinup*) afin que le système soit stable pour la période de validation. La validation concerne principalement

l'emprise du modèle ZOOM, où se concentre l'ensemble des observations. Compte tenu de l'échange d'informations entre les modèles ZOOM et GOL, si le premier est validé, c'est aussi le cas pour le second, à l'échelle du zoom.

### **V.1.2.1 Comparaison aux profils de salinité et de température**

Les profils en salinité et en température relevés par la CTD déployée pendant la campagne TUCPA sont comparés aux profils extraits des simulations numériques. Le profil modélisé minimisant l'écart entre les mesures et les résultats de simulation à une maille autour de la maille correspondant aux données GPS du profil CTD est comparé aux valeurs brutes mesurées (non moyennées par tranche de 0.5 cm comme souvent présenté dans le Chapitre III). Les Figure V-7 (salinité) et Figure V-8 (température) montrent quatre exemples associés à des journées différentes et des stations à la fois proche de l'embouchure (MESURHO), plus au large (st9) et à une position intermédiaire (st6). Les gradients en température et salinité sont correctement reproduits pour l'ensemble des stations, tant en épaisseurs qu'en intensité.

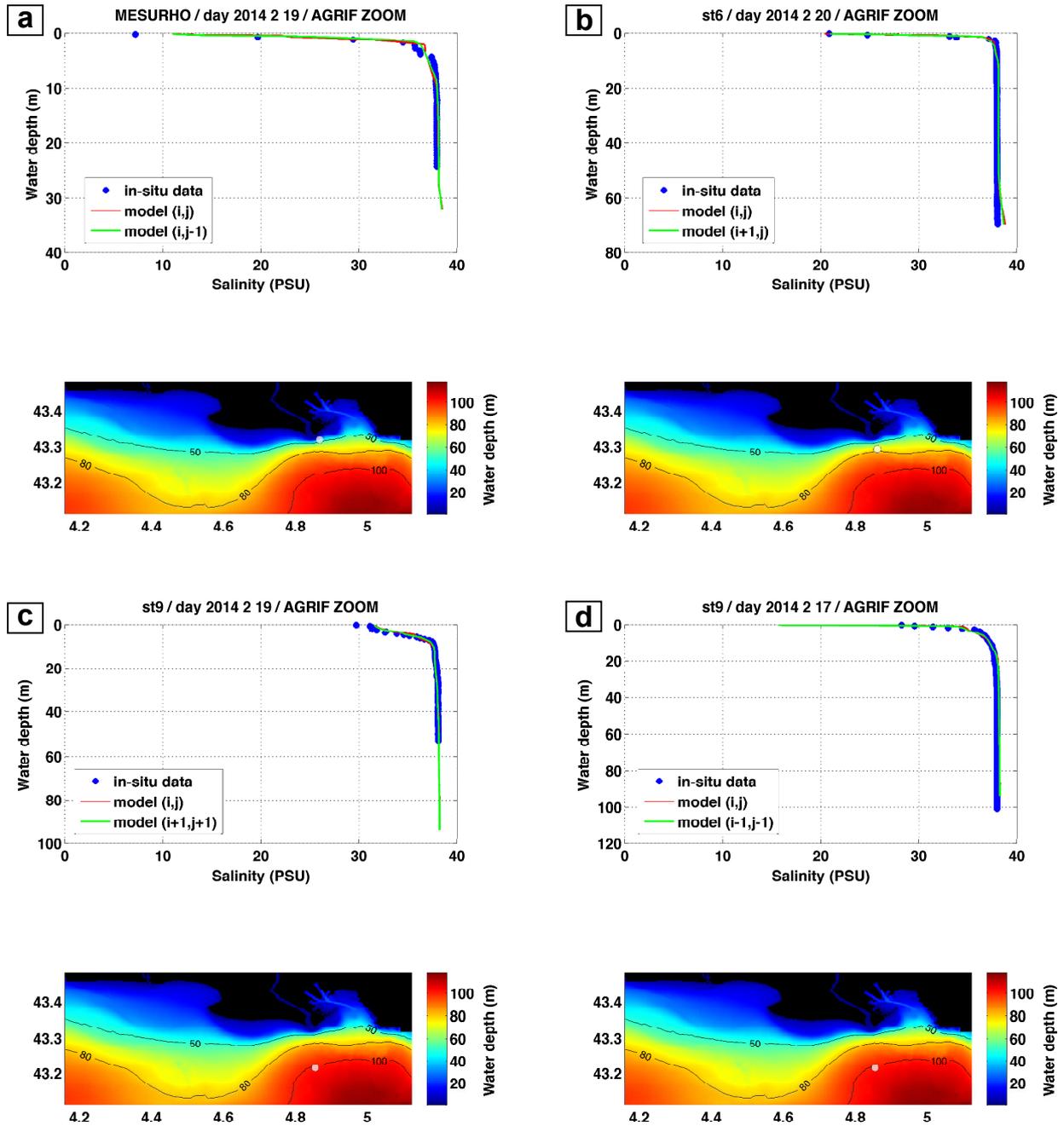


Figure V-7 : Comparaison des profils de salinité de la CTD (points bleus) et des profils issus des résultats de simulation pour la maille correspondant aux coordonnées GPS de la station de mesure (courbe rouge) et pour la maille voisine présentant l'écart moyen le plus faible par rapport aux mesures (courbe verte) sur quatre stations : (a) MESURHO le 19 février 2014, (b) st6 le 20 février 2014, (c) st9 le 19 février et (d) st9 le 17 février. La géolocalisation de chaque station est rappelée sur le fond de carte bathymétrique situé sous les profils.

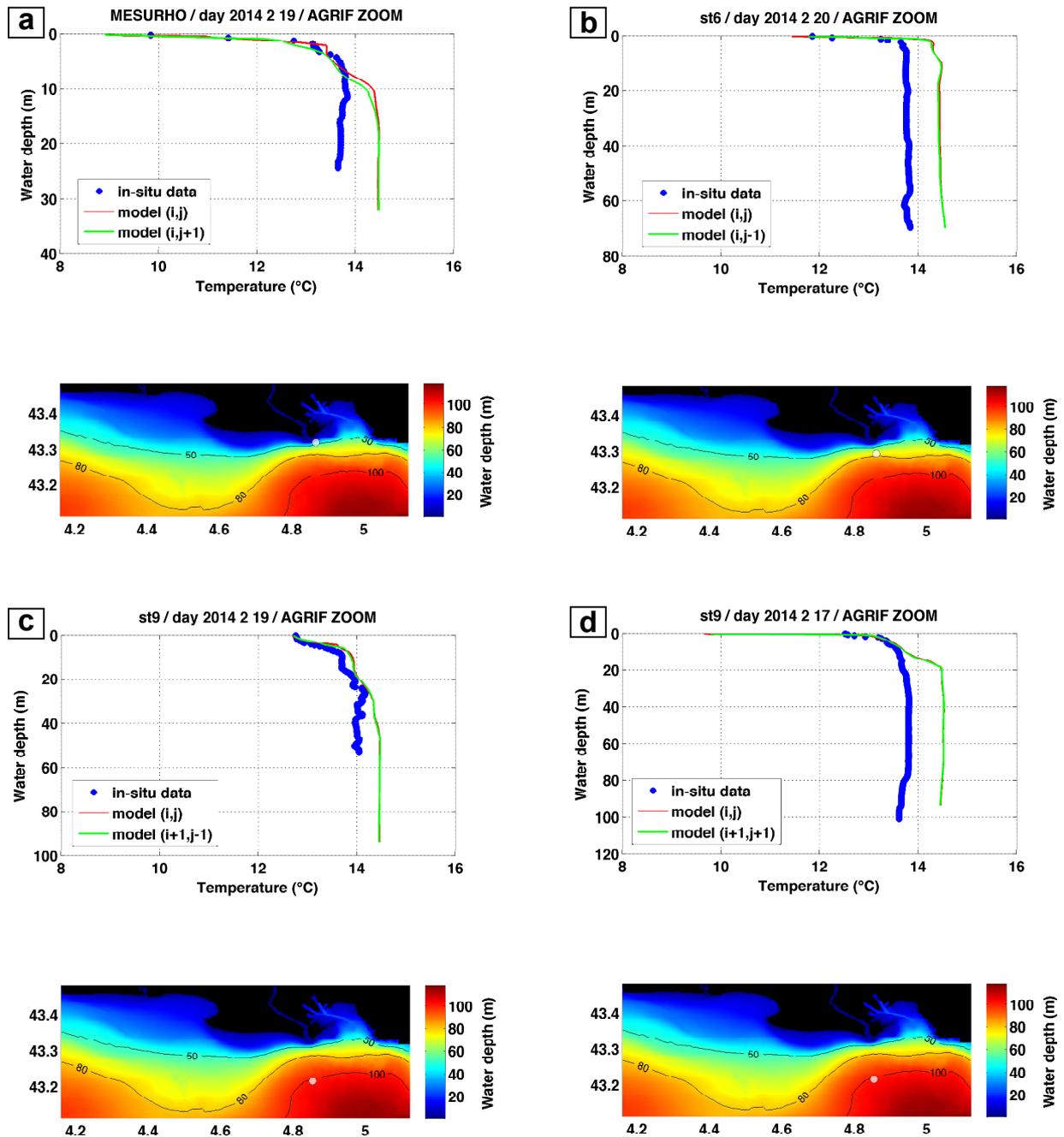


Figure V-8 : Comparaison des profils de température de la CTD (points bleus) et des profils issus des résultats de simulation pour la maille correspondant aux coordonnées GPS de la station de mesure (courbe rouge) et pour la maille voisine présentant l'écart moyen le plus faible par rapport aux mesures (courbe verte) sur quatre stations : (a) MESURHO le 19 février 2014, (b) st6 le 20 février 2014, (c) st9 le 19 février et (d) st9 le 17 février. La géolocalisation de chaque station est rappelée sur le fond de carte bathymétrique situé sous les profils.

L'ensemble des mesures de salinité et de température (1173 comparaisons sur 42 profils) pour cette campagne a également pu être comparé aux valeurs correspondantes simulées après interpolation des observations sur la grille de calcul du modèle (Figure V-9 et Figure V-10) afin d'évaluer les résultats de simulation à l'aide de paramètres statistiques (Tableau 11). Les paramètres calculés ici sont le biais (*BIAS*), l'erreur quadratique moyenne (*RMSE*), l'erreur quadratique normalisée (*RMSE\_norm*) et l'erreur quadratique moyenne relative, aussi appelée *scattering index (SI)*, définis comme :

$$\text{BIAS} = \bar{y} - \bar{x} \quad \text{Eq. 16}$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{N}} \quad \text{Eq. 17}$$

$$\text{RMSE}_{\text{norm}} = \frac{\text{RMSE}}{\bar{x}} \quad \text{Eq. 18}$$

$$\text{SI} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N x_i^2}} \quad \text{Eq. 19}$$

où les  $x_i$  sont les valeurs mesurées et les  $y_i$  les valeurs simulées par le modèle correspondantes.  $\bar{x}$  et  $\bar{y}$  sont respectivement les valeurs moyennes des  $x_i$  et des  $y_i$  pour les  $N$  couples  $(x_i, y_i)$  considérés dans le calcul.

Compte tenu de la différence de hauteur entre instruments sur la rosette (bien que corrigée, une incertitude persiste) et de l'incertitude induite sur la précision de la mesure de sa profondeur associée, la valeur simulée la plus proche de la mesure sur une distance de 50 cm a été considérée. Une indication de la distance entre la "meilleure" valeur simulée et la mesure est donnée sur les Figure V-9a et Figure V-10a.

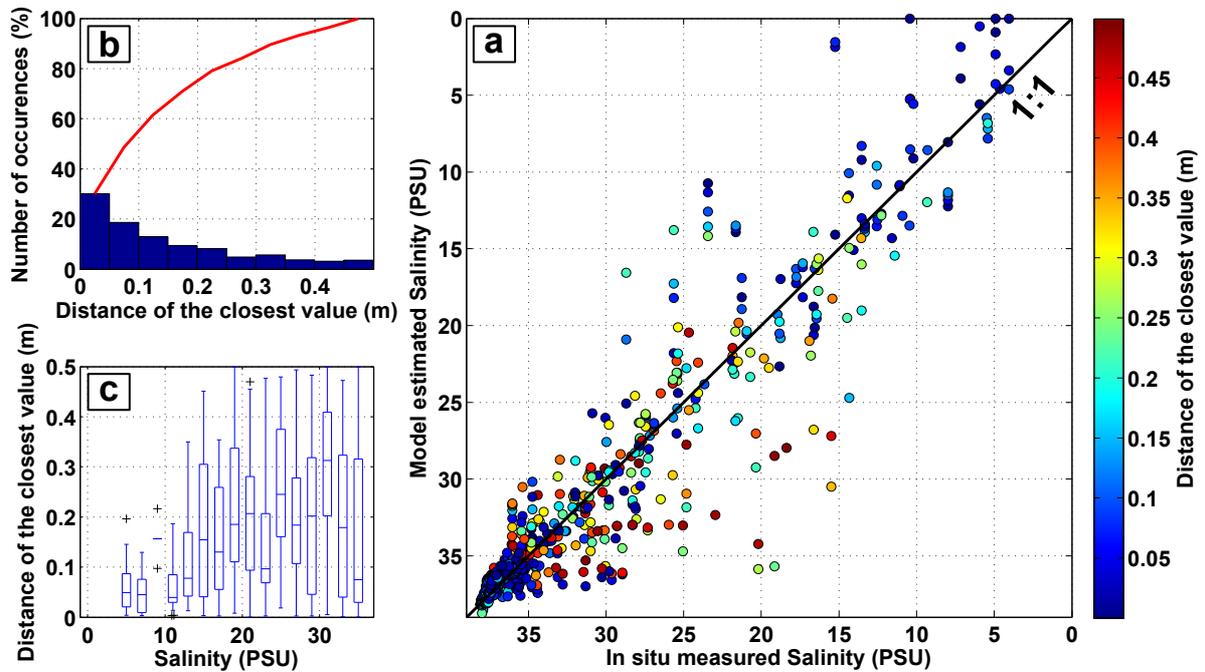


Figure V-9 : (a) Comparaison de l'ensemble des valeurs de salinité mesurées par la CTD et des valeurs simulées par le modèle les plus proches dans un rayon de 50 cm. (b) Répartition des distances entre meilleure valeur simulée et mesure (barres), et probabilité de densité cumulée associée (courbe rouge). (c) Répartition statistique de ces distances par classe de salinité (de 0 à 38 PSU par tranche de 2 PSU) présentée sous forme de boîtes à moustache. Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales sans considérer les outliers\*, identifiés par les croix noires ; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w x (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w x (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premiers et troisièmes quartiles et  $w$  est la valeur de la moustache associée.

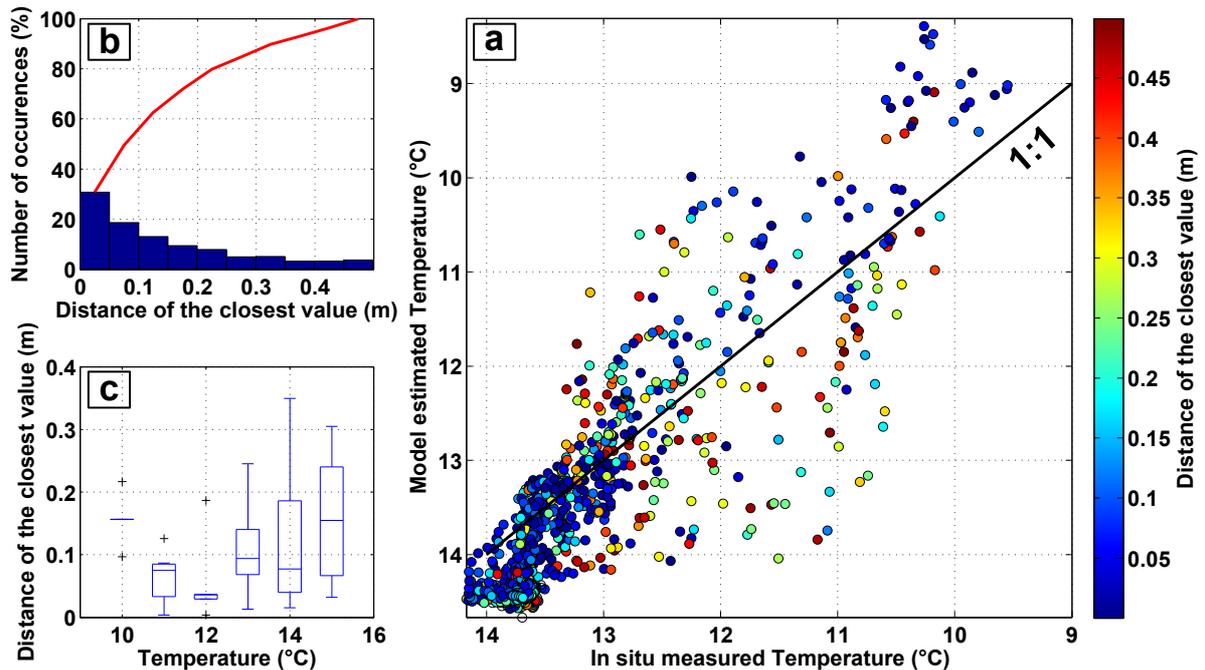


Figure V-10 : (a) Comparaison de l'ensemble des valeurs de température mesurées par la CTD et des valeurs simulées par le modèle les plus proches dans un rayon de 50 cm. (b) Répartition des distances entre meilleure valeur simulée et mesure (barres), et probabilité de densité cumulée associée (courbe rouge). (c) Répartition statistique de ces distances par classe de température (de 9 à 16 °C par tranche de 1 °C), présentée sous forme de boîte à moustache. Ligne dans chaque boîte : médiane; moustaches du bas et du haut : respectivement les valeurs minimales et maximales sans considérer les outliers\*, identifiés par les croix noires ; limites basse et haute de chaque boîte : respectivement les premiers et troisièmes quartiles.

\* Les outliers sont les valeurs "aberrantes", supérieures à  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  ou inférieures à  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , où  $q_1$  et  $q_3$  sont respectivement les premiers et troisièmes quartiles et  $w$  est la valeur de la moustache associée.

| Grandeur statistique | Salinité (PSU) |        |         | Température (°C) |         |        |
|----------------------|----------------|--------|---------|------------------|---------|--------|
|                      | total          | plume  | col     | total            | plume   | col    |
| <i>BIAS</i>          | 0.3904         | 0.3832 | -0.0550 | 0.3130           | -0.1871 | 0.4334 |
| <i>RMSE</i>          | 2.2795         | 4.0786 | 0.5925  | 0.6804           | 0.9032  | 0.5619 |
| <i>RMSE norm</i>     | 6.8 %          | 16.6 % | 1.6 %   | 5.2 %            | 7.4 %   | 4.1 %  |
| <i>SI</i>            | 0.0662         | 0.0622 | 0.0158  | 0.0514           | 0.0743  | 0.0412 |
| <i>N</i>             | 1173           | 349    | 824     | 1165             | 343     | 822    |

Tableau 11 : Paramètres statistiques et nombre d'échantillons ( $N$ ) correspondant pour l'ensemble des valeurs mesurées par la CTD (salinité - en PSU - et température - en °C). Les abréviations "plume" et "col" font respectivement référence aux mesures associées au panache d'eau douce (ici considérées comme les valeurs pour des mesures de salinité inférieures à 35 PSU) et au reste de la colonne d'eau (*i.e.* valeurs pour des mesures de salinité supérieures à 35 PSU).

La comparaison des profils mesurés et simulés montre la capacité du modèle à bien reproduire l'extension spatiale du panache d'eau douce du Grand Rhône. Il est en revanche notable qu'un biais est observé pour la température dans la partie inférieure de la colonne d'eau (typiquement en dessous de la zone d'influence du panache d'eau douce), indiquant que le modèle tend à surestimer la température dans cette zone. L'origine de ce biais serait liée au forçage des conditions aux frontières ouvertes puisqu'un biais similaire est constaté (dans la zone du prodelta) pour les calculs de température du modèle MENOR (proches de 15° C dans la partie basse de la colonne d'eau pour cette période) utilisé en condition initiale et en forçage aux limitex du modèle GoL. Cependant, ce biais remarquable sur les comparaisons profil-à-profil n'est pas très élevé, comme en témoigne la valeur du biais en température pour la colonne d'eau ( $BIAS = 0.43$  °C - voir Tableau 11). Il est remarquable que la valeur de  $RMSE$  pour la salinité dans le panache d'eau douce ( $RMSE = 4.0786$  PSU) est significativement plus élevée que dans le reste de la colonne d'eau ( $RMSE = 0.5925$  PSU). Cette différence s'explique par la prise en compte de la zone de fort gradient de salinité dans le calcul des statistiques associées à cette partie de la colonne d'eau.

Les répartitions des distances des valeurs simulées les plus proches des valeurs mesurées montrent que, pour la salinité comme pour la température, plus de 75 % de ces valeurs sont situées à moins de 20 cm (Figure

V-9b et Figure V-10b), confirmant la bonne capacité du modèle à reproduire les structures hydrologiques observées. Pour des salinités inférieures à 10 PSU, où les gradients sont généralement les plus forts, ces distances sont inférieures à 10 km pour 75 % du temps (Figure V-9c). Ces faibles distances peuvent être interprétées comme étant la marque d'un fort gradient de salinité (si la valeur simulée est située dans une zone de fort gradient, la plage de valeurs disponibles pour l'optimisation sera plus étendue quand dans le reste de la colonne d'eau) et confirment le bon réalisme du modèle hydrodynamique dans le panache.

### V.1.2.2 Comparaison aux mesures glider

Les résultats du modèle ont également pu être comparés aux données acquises par le *glider* déployé pendant la campagne TUCPA (2014) (Figure V-11). Ces résultats confirment la capacité du modèle à bien reproduire l'extension spatiale du panache d'eau douce en surface. En effet, le modèle est bien représentatif des gradients de salinité et de température associés au panache. De même, l'épaisseur du panache est bien estimée par le modèle (environ 10 m à 14 km au sud de l'embouchure). Les oscillations d'épaisseur du panache sont également similaires, avec une augmentation de l'épaisseur à environ 10 km au sud de l'embouchure.

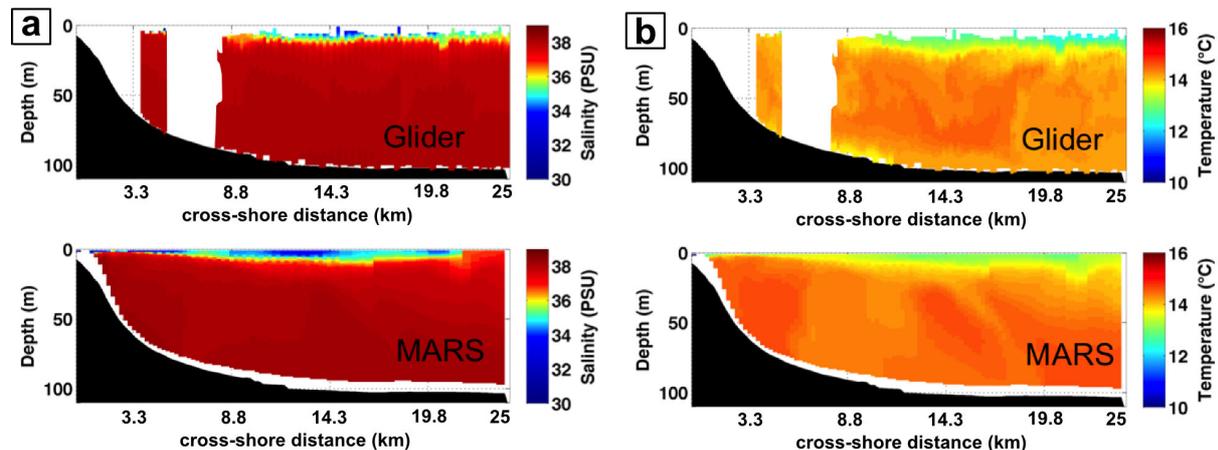


Figure V-11 : Comparaison des mesures (a) de salinité (en PSU) et de (b) la température (en °C) du transect effectué par le *glider* (illustrations du haut) entre le 01 février et le 02 février 2014 et du transect correspondant simulé par le modèle (illustrations du bas).

## V.2 Modèle sédimentaire MIXSED

Les concentrations en MES, leurs flux horizontaux et verticaux ainsi que les impacts de ces derniers sur la dynamique du fond sédimentaire (nature et épaisseur) sont simulés par le modèle sédimentaire multiclasse MIXSED, décrit par Le Hir et al. (2011). Plusieurs classes de sédiments peuvent être définies, allant des vases aux graviers, distinguées principalement par leur diamètre, leur paramètre d'érosion et leur vitesse de chute. Pour chacune de ces classes, l'équation d'advection-diffusion est résolue afin de simuler, sous l'action des forçages hydrodynamiques (*e.g.* vagues, courants), (i) leur transport dans la colonne d'eau et (ii) les interactions à l'interface eau/sédiment liées aux processus d'érosion et de dépôt, détaillés dans cette section. Au fond, les classes de sédiments sont déposées au sein de couches d'épaisseur variable en fonction des dynamiques successives de dépôt et d'érosion. Le sédiment associé à une couche est alors considéré comme un sédiment possédant des caractéristiques mécaniques propres au mélange.

### V.2.1 Description du modèle MIXSED

#### V.2.1.1 Description des classes sédimentaires et hypothèses sur leur comportement

Plusieurs hypothèses ont été faites sur la nature et la dynamique des sédiments de fond. Le mode de transport associé au charriage présenté dans (Le Hir et al., 2011) n'a pas été pris en compte dans le cadre de

ce travail de thèse. Ce choix a été motivé par le fait que ce mode de transport n'a lieu que pour des vitesses élevées à proximité du fond, peu rencontrées dans le cas présent (potentiellement uniquement au niveau de l'embouchure du Rhône, et seulement par forts débits). Le processus aurait pu être observé pour des épisodes de tempêtes de sud-est générant des vitesses induites par les vagues élevées mais la non-prise en compte du couplage vagues-courant dans le modèle ne permet pas de calculer ces vitesses.

Compte tenu des courtes périodes modélisées (toujours inférieures à l'année), les évolutions morphologiques du fond n'ont pas été prises en compte, *i.e.* la bathymétrie est considérée constante dans le temps. L'entretien de la bouée de mesure MESURHO, située à proximité de l'embouchure a néanmoins montré une dynamique importante dans cette zone, avec un réhaussement du fond sédimentaire d'environ 1.5 m sur un peu plus de 5 ans. Pour des simulations s'étendant sur plusieurs années, la prise en compte de ce processus dynamique pourrait alors être conseillée. Pour la même raison (échelle de temps courte), la dynamique de consolidation a été ignorée, les dépôts restant faibles à l'échelle de quelques mois. Il a été considéré ici que les sédiments du GoL sont faiblement consolidés, caractérisés par concentration de dépôt de la vase  $C_{rel\ m}$  de  $500\text{ kg.m}^{-3}$ , représentative d'un sédiment préconsolidé selon Grasso et al. (2015).

Cinq classes sédimentaires ont été prises en compte dans cette étude, sur la base de la connaissance de la distribution spatiale des sédiments superficiels du GoL : une classe correspondant à du sable fin (*SAND 1*), de diamètre  $d_{s1} = 125\ \mu\text{m}$  ; une classe correspondant à du sable grossier (*SAND 2*), de diamètre  $d_{s2} = 360\ \mu\text{m}$  ; et trois classes de vase (*MUD 1*, *MUD 2* et *MUD 3*), représentatives de populations de floccs. Les classes *MUD 1* et *MUD 3* possèdent les mêmes caractéristiques et ne sont dissociées que pour rendre compte du devenir respectif des apports du Rhône (*MUD 1 & MUD 2*) et de la resuspension du sédiment initialement présent sur la zone (*MUD 3*). Les classes *MUD 1/MUD 3* et *MUD 2* se différencient par leur vitesse de chute (voir Tableau 14), de façon à reproduire la variabilité des vitesses de chute observées sur la zone et décrite au Chapitre III.

Les parts relatives des sables et des vases à l'apport particulaire du Rhône ont été fixées respectivement à 10 % et 90 %, sur la base des mesures présentes dans la littérature (Adell, 2013; Antonelli, 2002; Antonelli et al., 2008). Pour les autres fleuves côtiers, une seule classe de vase est délivrée faute d'information suffisante sur la typologie des apports (voir Tableau 12). La part des apports de vase de type *MUD 1* et *MUD 2* reste une inconnue du modèle, et différents scénarios seront testés (*cf* section V.3.1).

### V.2.1.2 Initialisation du fond sédimentaire

La nature du fond sédimentaire a été initialisée en utilisant les données de la carte dressée par Dufois (2008) agrégeant différentes sources de données (Figure V-12) et permettant de répartir les deux classes de sables (*SAND 1* et *SAND 2*) et la classe de vase *MUD 3* sur une hauteur de 10 cm réparties en 5 couches initiales d'épaisseur équivalente (*i.e.* par couche de 2 cm). Les classes de vase *MUD 1* et *MUD 2* sont uniquement délivrées par les fleuves.

Une concentration volumique de sédiment trié ( $C_{vol\ sort} = 58\ \%$ ) a été attribuée au sédiment quand une seule classe de sédiment non-cohésif est présente dans une couche. Lorsque plusieurs classes sont mélangées, cette concentration volumique est supposée plus élevée ( $C_{vol\ mix} = 67\ \%$ ) (Dyer, 1986). En considérant une densité de sédiment identique pour chaque classe ( $\rho_s = 2600\text{ kg.m}^{-3}$ ), il vient que la densité de sédiment maximale ( $C_{sed\ max}$ ) par couche est de  $1508\text{ kg.m}^{-3}$  ( $C_{sed\ max} = \rho_s \cdot C_{vol\ sort}$ ) ou bien de  $1742\text{ kg.m}^{-3}$  ( $C_{sed\ max} = \rho_s \cdot C_{vol\ mix}$ ) selon les deux cas de figure énoncés plus haut, respectivement. La concentration effective dans chaque couche est exprimée par  $C_{bulk}$  (en  $\text{kg.m}^{-3}$ ), dépendant de sa fraction sableuse  $f_s$  et de la concentration relative en vase  $C_{rel\ m}$  :

$$C_{bulk} = \frac{C_{rel\ m}}{1 + f_s \left( \frac{C_{rel\ m}}{\rho_s} - 1 \right)} \quad \text{Eq. 20}$$

Les concentrations dans le sédiment par classe de particules ( $C_{sed,i}$  - en  $\text{kg.m}^{-3}$ ) sont alors données en fonction de leur proportion dans la couche sédimentaire ( $p_i$ ) par :

$$C_{sed,i} = p_i C_{bulk} \quad \text{Eq. 21}$$

| Classe | Indice ( $i$ ) | Présence dans le sédiment à $t_0$ | $\rho_{s,i}$ ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) | $d_i$ ( $\mu\text{m}$ ) | Apports (%) |                |
|--------|----------------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------|-------------|----------------|
|        |                |                                   |                                     |                         | Rhône       | Autres fleuves |
| SAND 1 | $s_{(i=1)}$    | oui                               | 2600                                | 125                     | 8           | 0              |
| SAND 2 | $s_{(i=2)}$    | oui                               | 2600                                | 360                     | 2           | 0              |
| MUD 1  | $m_{(i=1)}$    | non                               | 2600                                | n.a.                    | 60          | 100            |
| MUD 2  | $m_{(i=2)}$    | non                               | 2600                                | n.a.                    | 30          | 0              |
| MUD 3  | $m_{(i=3)}$    | oui                               | 2600                                | n.a.                    | 0           | 0              |

Tableau 12 : Récapitulatif des paramètres initiaux des cinq classes de particules considérées.

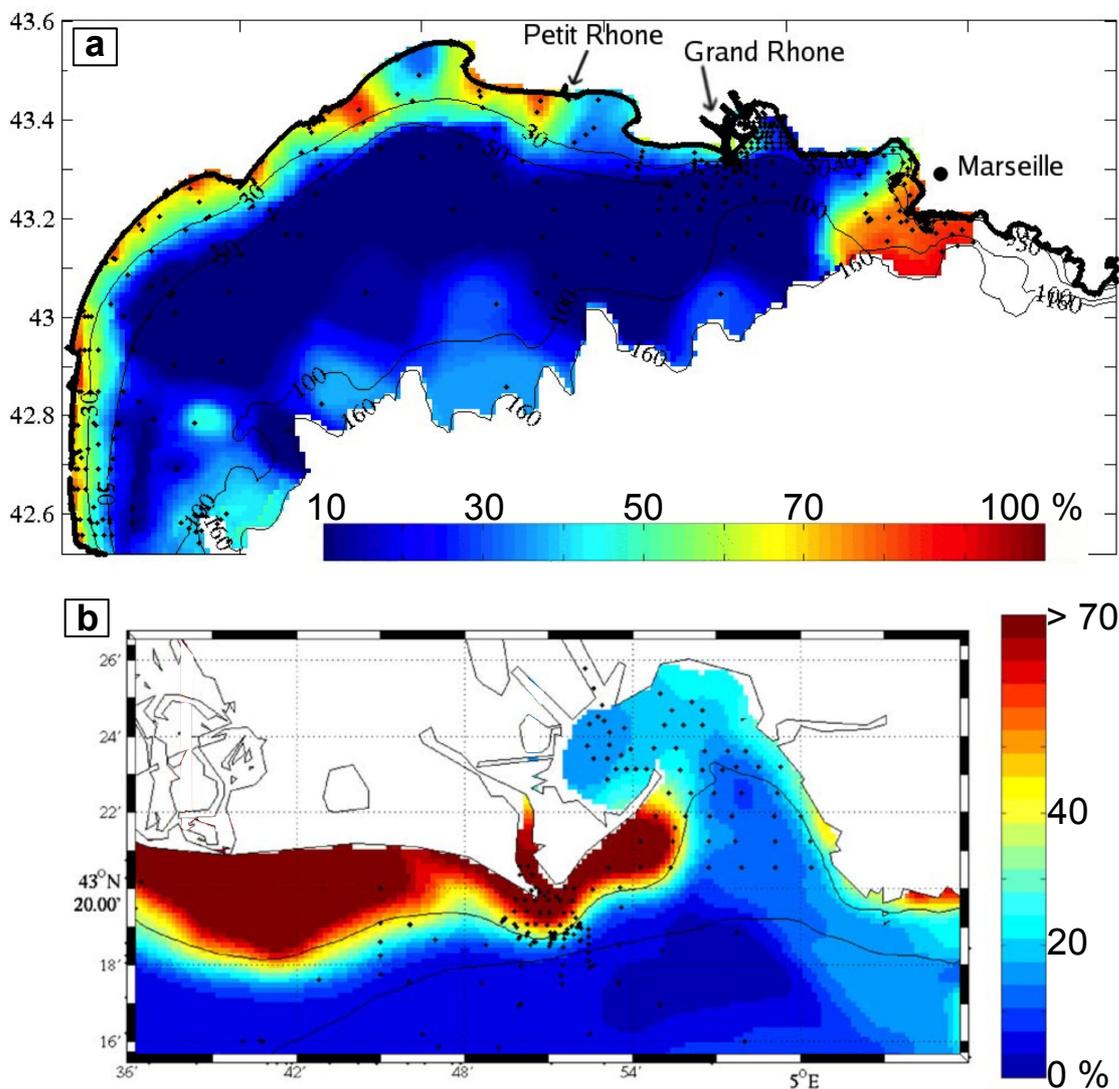


Figure V-12 : Fraction sableuse (> 63  $\mu\text{m}$ ) déterminée à partir des données acquises par le CEFREM de 1970 à 1990 sur (a) le plateau du GoL. (b) Zoom sur la zone prodeltaïque du Grand Rhône. Les points noirs correspondent aux stations de carottage dont les données ont été utilisées pour dresser cette carte. Modifié de (Dufois, 2008).

### V.2.1.3 Processus d'érosion

Le calcul du flux d'érosion dépend de (i) la contrainte exercée par les courants et les vagues sur le fond ( $\tau_{bot}$ ) ainsi que (ii) du choix d'une loi d'érosion.

### Contrainte cisailante de fond ( $\tau_{bot}$ )

La contrainte de cisaillement des vagues sur le fond ( $\tau_w$ ) peut s'exprimer, selon la formulation de Jonsson (1967), comme :

$$\tau_w = \frac{1}{2} f_w \rho_w U_b^2 \quad \text{Eq. 22}$$

où  $f_w$  est le facteur de frottement de houle défini par Soulsby et al. (1993) comme :

$$f_w = 1.39 \left( \frac{U_b T_p}{2\pi z_0} \right) \quad \text{Eq. 23}$$

où  $z_0$  est la longueur de rugosité de grain (fixée à  $3.5 \cdot 10^{-3}$  m).

La contrainte de cisaillement imposée par le courant ( $\tau_c$ ) peut s'exprimer de la manière suivante :

$$\tau_c = \rho_w u_*^2 \quad \text{Eq. 24}$$

où la vitesse de frottement  $u_*$  est calculée comme :

$$u_* = 0.4 \frac{u}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad \text{Eq. 25}$$

avec  $u$  la vitesse calculée par le modèle dans le niveau  $\sigma$  le plus près du fond, dont  $z$  est la hauteur en son centre par rapport au fond et  $z_0$  la longueur de rugosité, explicitée plus haut.

La contrainte moyenne exercée sur le fond par l'action simultanée des vagues et des courants ( $\tau_m$ ) peut s'exprimer comme la combinaison de  $\tau_w$  et  $\tau_c$  selon la formulation suivante :

$$\tau_m = \tau_c \left[ 1 + 1.2 \left( \frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad \text{Eq. 26}$$

La contrainte cisailante de fond maximale ( $\tau_{bot}$ ) peut alors s'exprimer par une somme vectorielle de  $\tau_m$  et  $\tau_w$  (Soulsby, 1997) :

$$\tau_{bot} = [(\tau_m + \tau_w |\cos \phi|)^2 + (\tau_w \sin \phi)^2]^{1/2} \quad \text{Eq. 27}$$

où  $\phi$  est l'angle entre la direction du courant et la direction de propagation des vagues.

### Loi d'érosion

Le flux d'érosion est calculé dans le modèle selon la loi suivante reformulée de Partheniades:

$$E = \begin{cases} E_0 \left( \frac{\tau_{bot}}{\tau_{cr}} - 1 \right)^n & \text{si } \tau_{bot} \geq \tau_{cr} \\ 0 & \text{si } \tau_{bot} < \tau_{cr} \end{cases} \quad \text{Eq. 28}$$

où  $E_0$  est le paramètre d'érodabilité, dépendant de la fraction vaseuse du sédiment. Dans la littérature, les valeurs de ce coefficient pour des sédiments cohésifs sont très variables et se situent typiquement entre  $1 \cdot 10^{-5}$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  et  $2 \cdot 10^{-3}$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Amos et al., 1992; Dufois et al., 2014; Ferré et al., 2008; Mengual et al., 2016; Mengual et al., 2017). La contrainte critique d'érosion ( $\tau_{cr}$ ) est la contrainte à partir de laquelle le processus d'érosion est enclenché. Elle dépend elle aussi de la nature du sédiment. L'exposant  $n$  est un paramètre généralement fixé à 1 (Ferré et al., 2008; Mengual et al., 2017).

Ce flux d'érosion peut être exprimé par classe de particule en fonction de leur proportion ( $p_i$ ) comme :

$$E_i = \begin{cases} p_i E_{0,i} \left( \frac{\tau_{bot}}{\tau_{cr,i}} - 1 \right)^{n_i} & \text{si } \tau_{bot} \geq \tau_{cr,i} \\ 0 & \text{si } \tau_{bot} < \tau_{cr,i} \end{cases} \quad \text{Eq. 29}$$

où  $i$  correspond à l'index de la classe de particule considérée ( $s1$  pour *SAND1*,  $s2$  pour *SAND2*,  $m1$  pour *MUD1*, ...). Trois types d'érosions sont distingués en fonction de la fraction vaseuse du sédiment  $f_m$  définie comme :

$$f_m = \sum_{j=1}^3 p_{mj} \quad \text{Eq. 30}$$

et de deux fractions critiques de vase. En dessous de  $f_{mcr1}$ , le sédiment est considéré non cohésif (purement sableux), au dessus de  $f_{mcr2}$ , il est considéré cohésif (purement vaseux), et entre ces deux valeurs, il est considéré comme un mélange sables/vases. La fraction critique  $f_{mcr2}$  est fixée à 70 %, valeur par défaut préconisée par (Le Hir et al, 2011). Ces auteurs proposent également de calculer  $f_{mcr1}$  en fonction du diamètre ( $d_s$ ) des sables :

$$f_{mcr1} = \alpha_0 d_s \quad \text{Eq. 31}$$

avec  $\alpha_0 = 10^3 \text{ m}^{-1}$  et

$$d_s = \max\left(\frac{\sum_{j=1}^2 (p_{sj} d_{sj}^2)}{\sum_{j=1}^2 (p_{sj})}, d_{s2}\right) \quad \text{Eq. 32}$$

Pour chaque mode de sédiment à éroder (décrits plus bas), toutes les classes de sédiments sont érodées en même temps selon l'équation Eq. 29.

1.  $f_m > f_{mcr2}$  (i.e. le sédiment est de type cohésif - mode cohésif) :

Le sédiment est érodé avec un flux d'érodabilité  $E_\theta = 5.10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , une contrainte critique  $\tau_{cr} = 0.5 \text{ N.m}^{-2}$  et un coefficient  $n = 1$ . La valeur de contrainte critique est légèrement plus élevée que celle qui a été fixée sur la base de mesures d'érodabilité réalisées par Dufois (2008) sur des sédiments vaseux superficiels du Prodelta du Rhône ( $\tau_{cr} = 0.35 \text{ N.m}^{-2}$ ).

2.  $f_m < f_{mcr1}$  (i.e. le sédiment est de type non-cohésif - mode non-cohésif) :

Le sédiment est érodé avec un flux d'érodabilité  $E_{\theta,s} = 1.10^{-5} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , un coefficient  $n_s = 1$  et une contrainte critique d'érosion  $\tau_{cr,s}$  calculée de la façon suivante :

$$\tau_{cr,s} = \max\left(\frac{\sum_{j=1}^2 (p_{sj} \tau_{cr,sj})}{\sum_{j=1}^2 (p_{sj})}, \tau_{cr,s2}\right) \quad \text{Eq. 33}$$

avec  $\tau_{cr,s1}$  et  $\tau_{cr,s2}$  exprimées selon la formulation proposée par Soulsby (1997) :

$$\tau_{cr,sj} = \theta_{cr,sj} (\rho_{sj} - \rho_w) g d_{sj} \quad \text{Eq. 34}$$

où  $g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$  est l'accélération de la gravité,  $\rho_{sj}$  la densité de chaque classe de sable,  $\rho_w = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$  la densité de l'eau et  $\theta_{cr,sj}$  le paramètre de Shields pour chaque classe de sable, défini par :

$$\theta_{cr,sj} = \frac{0.3}{(1 + 1.2 d_{*,sj})} + 0.055(1 - e^{-0.02 d_{*,sj}}), \quad \text{avec } d_{*,sj} = d_{sj} \left[ \frac{(\rho_{sj} / \rho_w - 1) g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad \text{Eq. 35}$$

où  $\nu$  est la viscosité cinématique de l'eau de mer (typiquement,  $\nu = 1.10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ).

3.  $f_{mcr1} < f_m < f_{mcr2}$  (i.e. sédiment mixte sables/vases - mode mixte)

Dans ce cas, le sédiment, mixte, n'est pas associé à un comportement sable ou vase mais intègre la notion de mélange : le sédiment est érodé selon l'équation Eq. 29 avec des paramètres d'érosion  $E_{\theta,i}$ ,  $\tau_{cr,i}$ ,  $n_i$  définis par une interpolation linéaire entre les fractions vaseuses critiques  $f_{mcr1}$  et  $f_{mcr2}$  afin de garantir une continuité entre les flux d'érosion.

| Classe | Indice (i)  | $f_m < f_{mcr1}$                                 |                    |       | $f_{mcr1} < f_m < f_{mcr2}$                      |                    |       | $f_m > f_{mcr2}$                                 |                    |       |
|--------|-------------|--------------------------------------------------|--------------------|-------|--------------------------------------------------|--------------------|-------|--------------------------------------------------|--------------------|-------|
|        |             | $E_{0,i}$ (kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) | $\tau_{cr,i}$ (Pa) | $n_i$ | $E_{0,i}$ (kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) | $\tau_{cr,i}$ (Pa) | $n_i$ | $E_{0,i}$ (kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) | $\tau_{cr,i}$ (Pa) | $n_i$ |
| SAND 1 | $s_{(j=1)}$ | $1.10^{-5}$                                      | Eq. 33             | 1     | int                                              | int                | int   | $5.10^{-6}$                                      | 0.5                | 1     |
| SAND 2 | $s_{(j=2)}$ | $1.10^{-5}$                                      | Eq. 33             | 1     | int                                              | int                | int   | $5.10^{-6}$                                      | 0.5                | 1     |
| MUD 1  | $m_{(j=1)}$ | $1.10^{-5}$                                      | Eq. 33             | 1     | int                                              | int                | int   | $5.10^{-6}$                                      | 0.5                | 1     |
| MUD 2  | $m_{(j=2)}$ | $1.10^{-5}$                                      | Eq. 33             | 1     | int                                              | int                | int   | $5.10^{-6}$                                      | 0.5                | 1     |
| MUD 3  | $m_{(j=3)}$ | $1.10^{-5}$                                      | Eq. 33             | 1     | int                                              | int                | int   | $5.10^{-6}$                                      | 0.5                | 1     |

Tableau 13 : Récapitulatif des paramètres d'érosion de chacune des classes, utilisés dans la formulation du flux d'érosion (Parthenadys - Eq. 29). int = interpolation linéaire entre les deux modes extrêmes (non-cohésif et cohésif).

### V.2.1.4 Vitesse de chute des particules

#### *Sédiments non cohésifs*

La vitesse de chute des sédiments non cohésifs est calculée selon la formulation de Soulsby (1997):

$$W_{s,sj} = \frac{v}{d_{sj}} \left[ (10.36^2 + 1.049d_{*sj}^3)^{1/2} - 10.36 \right] \quad \text{Eq. 36}$$

En considérant cette formulation et les diamètres associés aux classes de sable *SAND 1* et *SAND 2*, leurs vitesses de chute respectives sont  $W_{s,s1} = 11.2 \text{ mm.s}^{-1}$  et  $W_{s,s2} = 52.0 \text{ mm.s}^{-1}$ .

#### *Sédiments cohésifs*

Concernant les vases, il a été choisi de considérer la formulation de van Leussen (1994):

$$W_{s,mj} = kC^m \left( \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \right) \quad \text{Eq. 37}$$

où  $k$ ,  $m$ ,  $a$  et  $b$  sont des constantes empiriques et  $G$  représente le taux de cisaillement (en  $s^{-1}$ ), calculé selon la formulation de Gaspard (Gaspar et al., 1990) à partir du terme de dissipation de l'énergie cinétique turbulente  $\varepsilon$  :

$$G = \sqrt{\frac{\varepsilon}{\nu}} \quad \text{Eq. 38}$$

Cette formulation de la vitesse de chute (Eq. 37), fonction de la concentration en MES et de la turbulence du milieu, permet de prendre en considération de façon empirique la dynamique de floculation des particules, ces deux paramètres ayant été identifiés comme déterminants dans les processus de floculation (Verney, 2006). La turbulence étant faible dans l'ensemble de la masse d'eau de la zone d'étude ( $G < 1 \text{ s}^{-1}$ ) (valeurs maximales de turbulence plutôt rencontrés dans la partie amont de l'embouchure, ou près du fond, pendant des épisodes énergétiques intenses), elle a été finalement négligée dans le cas présent ( $a = b = 0$ ).

Il a été vu dans le Chapitre III que les mesures *in situ* de vitesse de chute des MES n'ont pas pu mettre en évidence cette dynamique dans les eaux côtières du GoL en lien avec les concentrations en MES pour la majorité des particules (population de floccs caractérisée par des vitesses de chute comprises entre quelques dixièmes de  $\text{mm.s}^{-1}$  et quelques  $\text{mm.s}^{-1}$ ). Cependant, ces observations n'ont été faites que pour des valeurs de concentration inférieures à quelques dizaines de  $\text{mg.l}^{-1}$ . La question reste donc ouverte pour des eaux plus chargées en MES. En revanche, concernant la seconde population de floccs identifiée (caractérisée par des tailles et des vitesses de chute plus faibles), un lien entre la vitesse de chute et la concentration en MES a pu être énoncé ( $W_s = 0.0005C^{0.81}$ ). Afin de prendre en considération ces observations, deux expressions de la vitesse de chute ont été retenues, pour chacune des deux classes de vase rejetées par le Rhône (Figure V-13).

La vitesse de chute de la classe associée aux floccs majoritairement rencontrés (*MUD 1*) est minimisée par une valeur arrondie de la vitesse de chute médiane observée pour cette population (voir section III.4.2.4),  $W_{smin,m1} = 0.3 \text{ mm.s}^{-1}$ , et les coefficients  $k$  et  $m$  valent respectivement  $10^{-3}$  et 1, afin de prendre en compte une floculation induite par la charge en MES pour des valeurs de concentrations en MES supérieures à  $300 \text{ mg.l}^{-1}$ .

<sup>1</sup>, cette dernière valeur étant arbitrairement choisie Cette vitesse de chute est également maximisée par une valeur  $W_{s,max,m1} = 10 \text{ mm.s}^{-1}$  :

$$W_{s,m1} = \max \left[ W_{smin,m1}, \min \left[ W_{smax,m1}, 0.001 C_{wat,m1} \right] \right] \quad \text{Eq. 39}$$

La vitesse de chute de la classe associée aux floes de petite taille, moins fréquemment mesurée (*MUD 2*), est régie par la relation déterminée dans le Chapitre III, pour laquelle  $k = 5.10^{-4}$  et  $m = 0.81$ . Cette vitesse est respectivement minimisée et maximisée par  $W_{smin,m2} = 1.10^{-3} \text{ mm.s}^{-1}$  et  $W_{smax,m1} = 0.1 \text{ mm.s}^{-1}$  :

$$W_{s,m2} = \max \left[ W_{smin,m2}, \min \left[ W_{smax,m2}, 0.0005 C_{wat,m2}^{0.81} \right] \right] \quad \text{Eq. 40}$$

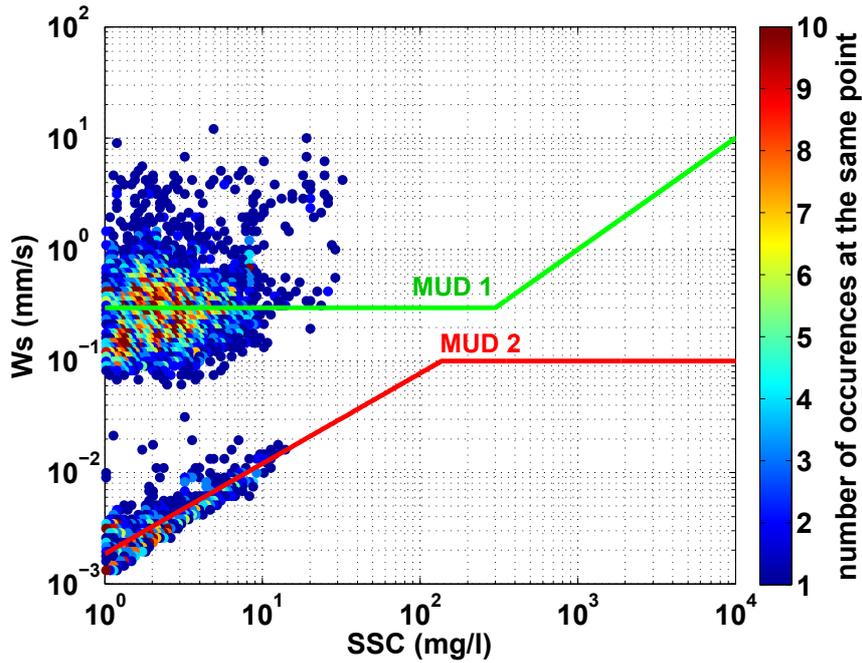


Figure V-13 : Superposition des mesures de vitesses de chute mesurées et présentées dans le Chapitre III et des vitesses de chutes implémentées dans le modèle pour les classes (courbe verte) *MUD 1* et (courbe rouge) *MUD 2*.

### V.2.1.5 Processus de dépôt

Le flux de dépôt  $D$  pour les classes de vases est calculé selon la formulation de Krone :

$$D_{mj} = \begin{cases} W_{s,mj} C_{watbot,mj} \left( 1 - \frac{\tau_{bot}}{\tau_{d,mj}} \right) & \text{si } \tau_{bot} \leq \tau_{d,mj} \\ 0 & \text{si } \tau_{bot} > \tau_{d,mj} \end{cases} \quad \text{Eq. 41}$$

où, pour chaque classe de vases,  $W_{s,mj}$  est la vitesse de chute des particules,  $C_{watbot,mj}$  est la concentration en vase dans la cellule la plus proche du fond et  $\tau_d$  est la contrainte critique de dépôt, valeur au-dessus de laquelle le dépôt ne s'effectue pas. Dans le modèle, les valeurs de  $\tau_{d,mj}$  sont fixées à 100 Pa, afin de considérer un dépôt continu de vase.

Le flux de dépôt pour le sable est calculé selon la même formulation que pour les vases (Eq. 41), à la différence que la concentration utilisée est obtenue à partir d'une extrapolation de la concentration du centre de la cellule ( $C_{watbot,si}$ ) vers le fond, selon un profil de Rouse. La concentration retenue est la valeur extrapolée à une hauteur de référence ( $a_{ref}$ ), fixée ici à 2 cm. Dans le modèle, les valeurs de  $\tau_{d,si}$  sont fixées à 10 Pa.

Le dépôt des sédiments sur le fond s'effectue selon le processus décrit par Le Hir et al. (2011). Les classes de sable et de vase sont déposées successivement en remplissant les pores des couches déjà présentes ou en en

créant de nouvelles. Dans le cas où des sables et des vases seraient à déposer simultanément, le sable est d'abord intégré au sédiment de fond jusqu'à atteindre sa concentration maximum autorisée dans le mélange ( $C_{vol\ mix}$ ). Le reste du sable est ensuite déposé à la concentration associée à un sédiment bien trié ( $C_{vol\ sort}$ ) et augmente l'épaisseur de la couche de sédiment. Le processus est le même dans le cas où le sédiment de surface ne comprend qu'une seule classe de sédiment. L'épaisseur d'une couche est limitée dans le modèle à la valeur  $dz_{sed\ max}$  (ici égale à 5 cm). Tout dépôt supplémentaire conduit à la création d'une nouvelle couche. Les vases sont ensuite déposées, remplissant les pores du sédiment de surface déjà présents (en commençant par la couche créée si création il y a eu), jusqu'à atteindre la concentration maximale autorisée ( $C_{vol\ mix}$  ou  $C_{rel\ mud}$ ). La masse de vase restante est déposée dans la couche de surface, augmentant son épaisseur. Un nombre de couche maximum  $N_{max}$  est spécifié dans le modèle (ici,  $N_{max} = 30$ ). Lorsque ce nombre est atteint, les deux couches inférieures de la colonne sédimentaire sont fusionnées et la création de nouvelles couches est ré-autorisée.

| Classe | Indice ( $i$ ) | Ws (mm.s <sup>-1</sup> ) |        |      | $\tau_d$ (Pa) |
|--------|----------------|--------------------------|--------|------|---------------|
|        |                | val                      | k      | m    |               |
| SAND 1 | $S_{(j=1)}$    | 11.2                     | n.a.   | n.a. | 10            |
| SAND 2 | $S_{(j=2)}$    | 52.0                     | n.a.   | n.a. | 10            |
| MUD 1  | $m_{(j=1)}$    | Eq. 39                   | 0.001  | 1    | 100           |
| MUD 2  | $m_{(j=2)}$    | Eq. 39                   | 0.0005 | 0.81 | 100           |
| MUD 3  | $m_{(j=3)}$    | Eq. 40                   | 0.001  | 1    | 100           |

Tableau 14 : Récapitulatif des paramètres de dépôt de chacune des classes de particules.

## V.2.2 Modélisation du panache turbide du Rhône : validation du modèle sédimentaire

Les résultats du modèle sédimentaire sont confrontés aux différentes bases de données présentées dans les deux chapitres précédents : campagnes en mer et observations satellite couleur de l'eau. Le choix de la période de simulation du modèle s'est porté sur les mois de septembre, octobre, novembre et décembre 2011, pour lesquels la base de donnée présentée dans le Chapitre IV a pu être réutilisée, couvrant une crue de 5500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> et des épisodes de vagues générées par des vents de sud est (en jaune sur la Figure V-14).

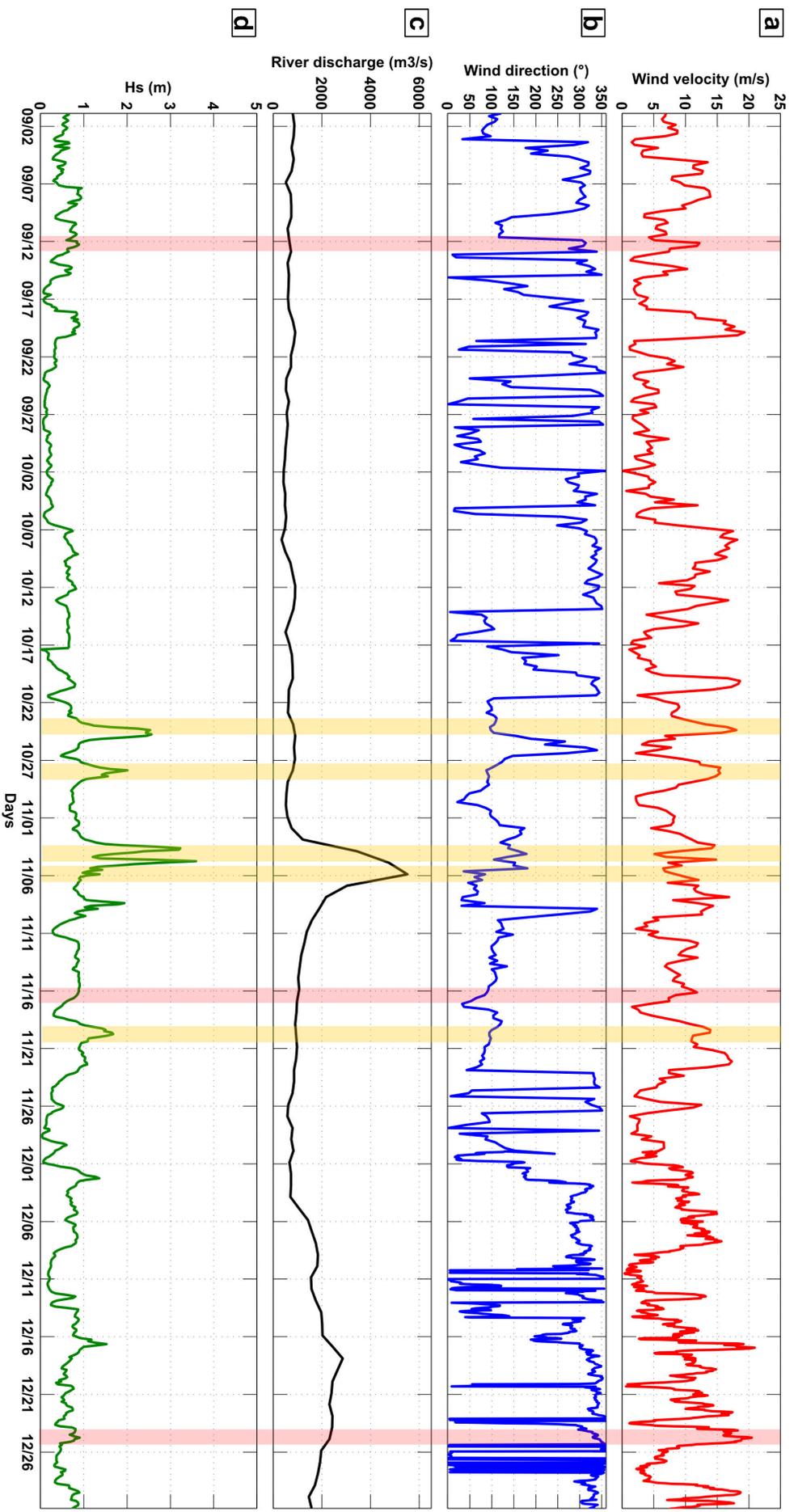


Figure V-14 : série temporelle des (a) intensités du vent, de (b) sa direction, du (c) débit du Grand Rhône et de (d) la hauteur significative des vagues au point de coordonnées (43.33°N, 4.85°E) du 01 septembre 2011 au 31 décembre 2011. En jaune sont identifiés les événements de crue ou de coups de vent de sud est, et en rouge sont identifiés les journées sélectionnées pour les comparaisons présentées en Figure V-19

### V.2.2.1 Reproduction de la dynamique verticale du panache turbide du Grand Rhône

Les profils verticaux médians en concentration en MES sur la période simulée ont été en particulier analysés pour les mailles correspondant aux stations Mesurho et st9 afin de comparer ces résultats à ceux obtenus pour l'ensemble des campagnes en mer de ces dernières années, présentés dans le Chapitre III. La comparaison montre que les profils modélisés sont du même ordre de grandeur que ceux observés, à la différence près que les profils médians présentés ici sont caractérisés par des concentrations plus faibles (Figure V-15). En effet, le profil des centiles 75 des concentrations en MES montre un maximum d'environ de 22 mg.l<sup>-1</sup> en surface alors que les observations renseignent des maximaux de concentrations supérieurs à 40 mg.l<sup>-1</sup>. Le profil des concentrations médianes issu de la base de données *in situ* montre des concentrations maximales en subsurface d'environ 23 mg.l<sup>-1</sup> alors que cette valeur ne dépasse pas 5 mg.l<sup>-1</sup> pour les profils modélisés. Pour ce qui est de la station au large (st9), les profils statistiques modélisés ne permettent pas de mettre en évidence la présence du panache turbide, contrairement à ce qui a été observé dans le Chapitre III. Il convient alors de s'interroger sur la représentativité des données modélisées utilisées pour la validation.

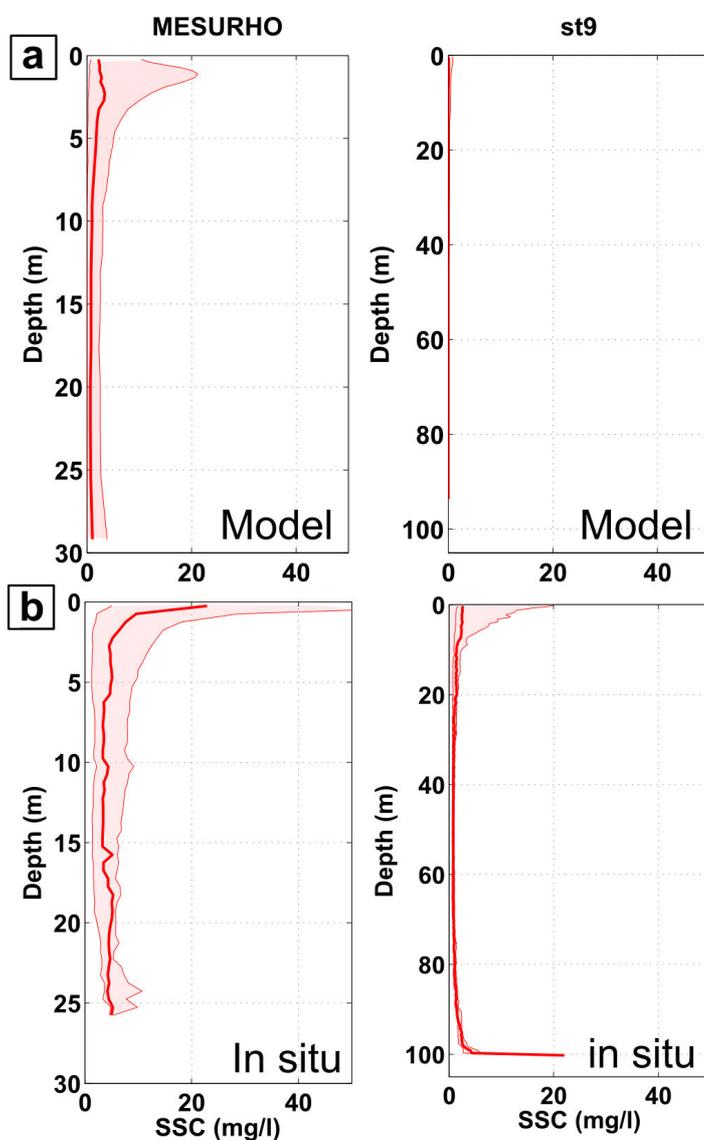


Figure V-15 : Comparaison des profils médians des concentrations en MES bornés par les centiles 25 et 75 pour (a) les résultats de simulation associés à la période modélisée (du 01 septembre au 31 décembre 2011) et (b) les données *in situ* de l'ensemble des campagnes présentées au chapitre 2 (de 2011 à 2016) pour les stations MESURHO (proche de l'embouchure du Grand Rhône) et st9 (à environ 20 km au large de l'embouchure).

Afin de vérifier la représentativité de ces profils statistiques, la distribution des débits associés à l'analyse a été étudiée (Figure V-16). Les résultats confirment que les comparaisons de la Figure V-15 sont à regarder avec prudence. En effet, les débits observés pendant la période de simulation ne se distribuent pas de la même manière que ceux observés pendant les campagnes en mer, où l'objectif était le plus souvent de collecter des données pendant des événements de crue. Ainsi, la médiane des profils de concentrations en MES mesurées lors des campagnes en mer correspond à un débit d'environ  $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , qui correspond environ au centile 83 des débits observés sur la période de simulation. Il convient donc plutôt de comparer les profils médians des mesures avec les profils de concentrations en MES simulées correspondant à ce centile 83 (Figure V-17). Cette figure confirme la bonne estimation des ordres de grandeur de concentrations en MES dans la colonne d'eau. Pour la station Mesurho, le profil médian modélisé montre un panache turbide plus épais (épaisseur estimée entre 5 m et 8 m) que le profil médian mesuré (épaisseur estimée entre 3 m et 5 m). La Figure V-17 met également en évidence que le modèle tend à identifier le maximum de concentrations à environ 2 m sous la surface alors qu'il est communément observé en subsurface sur les mesures *in situ*. Ce maximum de concentration est situé au niveau de la stratification eau douce/eau salée, et pourrait être dû à un mélange faible de la couche d'eau désalée dans le modèle (Figure V-18).

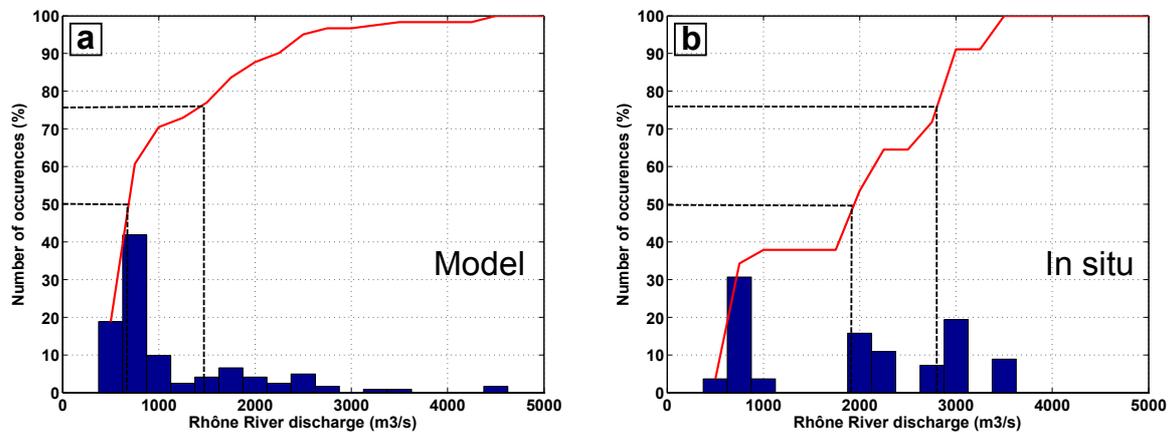


Figure V-16 : Distribution des débits du Rhône observés pour (a) la période modélisée et (b) les campagnes en mer. Les centiles 50 et 75 sont tracés en pointillés noirs. Les centiles 50 et 75 des débits pour la période modélisée valent respectivement environ  $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Les centiles 50 et 75 des débits pour les campagnes en mer valent respectivement environ  $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $2900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

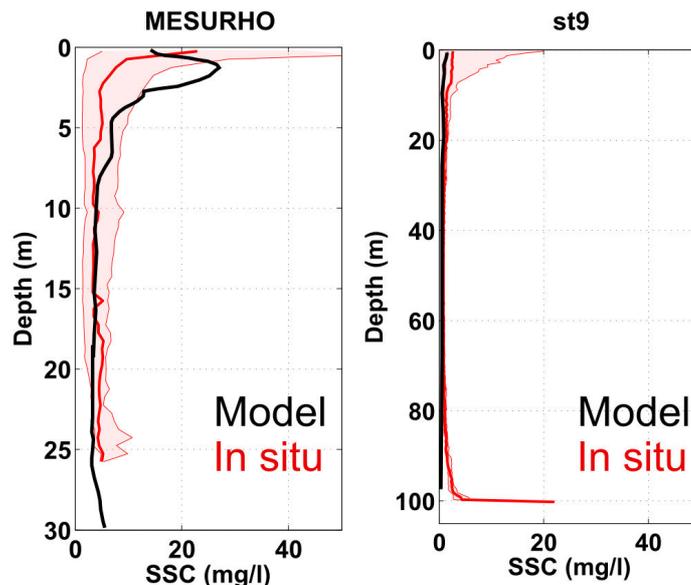


Figure V-17 : Comparaison des profils médians des concentrations en MES bornés par les centiles 25 et 75 pour les données *in situ* de l'ensemble des campagnes présentées au Chapitre III (en rouge) pour les stations Mesurho (proche de l'embouchure du Grand Rhône) et st9 (à environ 20 km au large de l'embouchure) au profil du centile 83 des concentrations en MES simulées par le modèle (en noir).

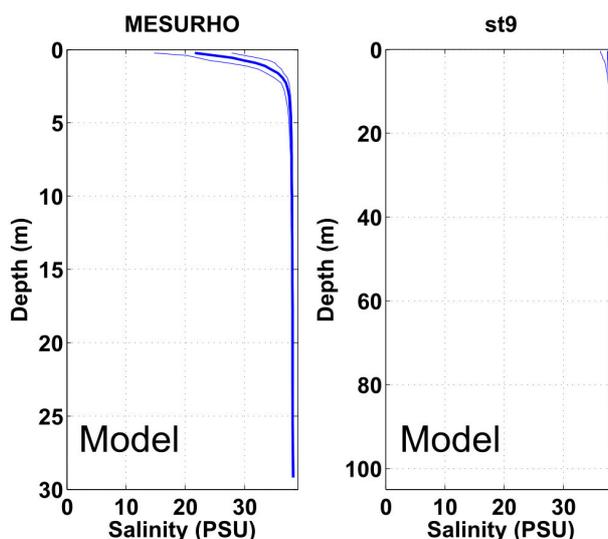


Figure V-18 : Profils médians des salinités bornés par les centiles 25 et 75 des résultats de simulation pour les stations Mesurho (proche de l'embouchure du Grand Rhône) et st9 (à environ 20 km au large de l'embouchure).

### V.2.2.2 Reproduction de la dynamique horizontale du panache turbide du Grand Rhône

Selon une approche classique de comparaison des résultats de modélisation à des images satellites, la Figure V-19 présente trois exemples de comparaison visuelle de cartes de concentration en MES pour des événements hydrométéorologiques différents. La Figure V-19a correspond à une période de faible débit, la Figure V-19b, à une acquisition réalisée 10 jours après un pic de crue ( $Q_w = 5500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et la Figure V-19c à une journée pour laquelle un débit de plus de  $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et des vents *offshore* forts ( $> 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) ont pu être observés. Cette approche permet de souligner que si le modèle a encore quelques difficultés à reproduire certains événements (*e.g.* Figure V-19b – présence d'un panache relique au large dans le modèle, absent des observations), il permet de simuler avec confiance des concentrations de surfaces et des formes de panache proches de celles observées par télédétection. L'approche peut cependant aisément être remise en question puisque l'estimation de la bonne reproduction des mesures est qualitative et sensible au regard de l'observateur (*e.g.* sur l'échelle de couleurs des concentrations en MES), c'est pourquoi une approche différente a été utilisée dans cette étude pour compléter ces résultats.

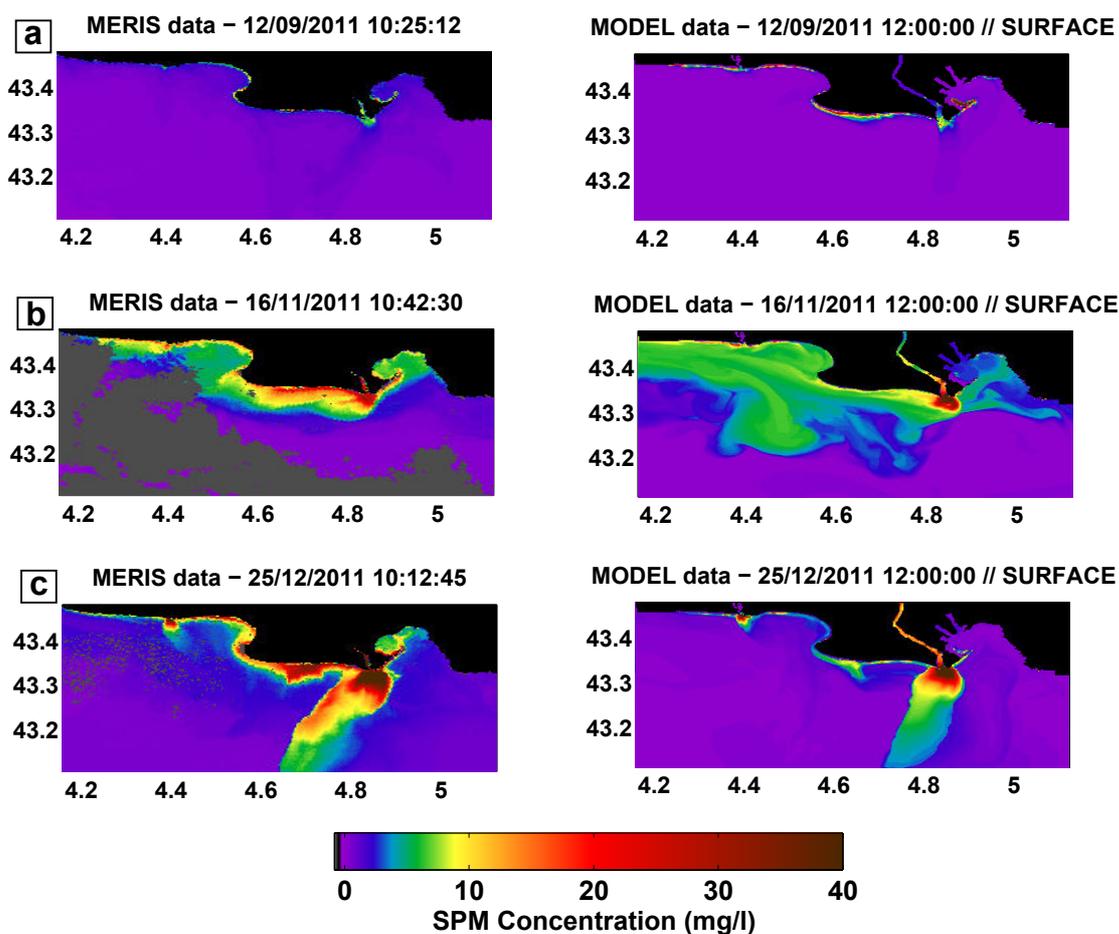


Figure V-19 : Comparaison classique des données d'image satellite (à gauche) et des résultats de simulation associés (à droite).

En s'appuyant sur la méthode d'extraction de métriques du panache développée pendant ce travail de thèse et présentée dans le Chapitre IV, une nouvelle approche de la validation des modèles hydrosédimentaire en surface grâce aux données satellite est possible. En effet, les métriques des panaches turbides du Grand Rhône simulés par le modèle peuvent être extraites de la même manière que les métriques du panache présentées dans le Chapitre IV, puis comparées. Afin de pouvoir comparer ces résultats de simulation aux acquisitions MERIS, l'extraction s'est faite sur la même emprise. Le même seuil de concentration a été utilisé ( $3 \text{ mg.l}^{-1}$ ) et une profondeur optique de 1 m a été choisie (*i.e.* les concentrations en MES calculées par le modèle ont été intégrées sur le premier mètre de la colonne d'eau). 35 images valides ont pu être traitées mais seulement 19 ont pu être associées à des métriques (les panaches turbides des autres étants trop peu étendus pour dépasser la zone correspondant aux eaux de profondeur supérieure à 20 m, non considérée lors de l'extraction des métriques). Les métriques comparées sont (i) l'aire du panache turbide (Figure V-20a), (ii) sa concentration moyenne en MES (Figure V-20c), (iii) sa concentration maximale en MES (Figure V-20d) et (iv) la position de son centre géométrique (Figure V-20b).

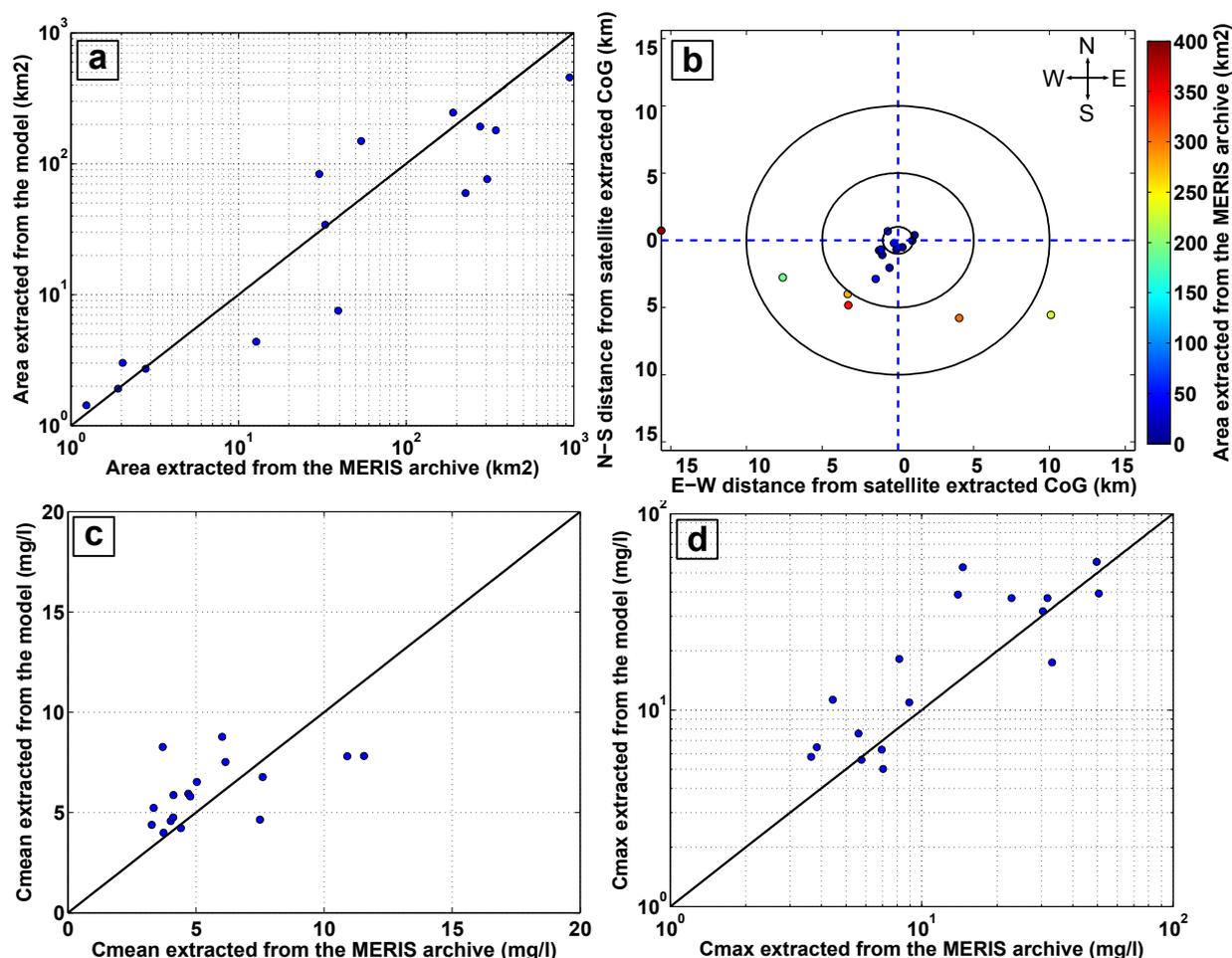


Figure V-20 : Comparaison des métriques du panache turbide du Grand Rhône extraites des images satellite MERIS et des résultats de simulation : (a) aire du panache, (b) position de son centre géométrique, (c) de sa concentration en MES moyenne et (d) maximale.

| Grandeur statistique | Aire                   | Cmean                   | Cmax                    |
|----------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|
| BIAS                 | - 58.8 km <sup>2</sup> | 0.53 mg.l <sup>-1</sup> | 3.33 mg.l <sup>-1</sup> |
| RMSE                 | 147 km <sup>2</sup>    | 2.12 mg.l <sup>-1</sup> | 13.2 mg.l <sup>-1</sup> |
| RMSE_norm            | 101 %                  | 37.9 %                  | 74.6 %                  |
| SI                   | 0.54 km <sup>2</sup>   | 0.35 mg.l <sup>-1</sup> | 0.56 mg.l <sup>-1</sup> |

Tableau 15 : Paramètres statistiques des comparaisons métriques à métriques.

Les résultats des comparaisons présentées sur la Figure V-20 et les valeurs statistiques associées (Tableau 15) mettent en évidence une sous-estimation moyenne de l'aire du panache turbide par le modèle (de 58 km<sup>2</sup>) et une surestimation des valeurs de concentration en MES, faible pour les concentrations moyennes (0.53 mg.l<sup>-1</sup>) et plus significative pour les concentrations maximales (3.33 mg.l<sup>-1</sup>). La Figure V-20b montre que, pour des aires de panache observées supérieures à 100 km<sup>2</sup>, le modèle tend à surestimer son extension vers le sud. En revanche, pour les aires inférieures à 100 km<sup>2</sup>, il apparaît que le modèle tend à simuler des panaches plus orientés vers l'ouest que ceux observés (les centres géométriques issus des simulations sont systématiquement positionnés plus à l'ouest que ceux issus des images satellite). Les écarts (distances) observés entre les centres de gravité déduits des simulations et des images satellites pour les panaches s'étendant sur moins de 100 km<sup>2</sup> sont faibles, toujours inférieurs à 5 km. En revanche, les écarts associés aux panaches de plus grande taille (aire > 100 km<sup>2</sup>) sont plus significatifs, variant entre 5 km et 16 km. Ces distances significatives restent cependant à relativiser puisqu'elles se retrouvent pour des panaches s'étendant loin de l'embouchure, caractérisés par des centres de gravité toujours localisés à plus de 12 km de l'embouchure (Figure V-21). La Figure V-20(a,c,d) montre que les erreurs sont réparties équitablement autour de la droite 1:1.

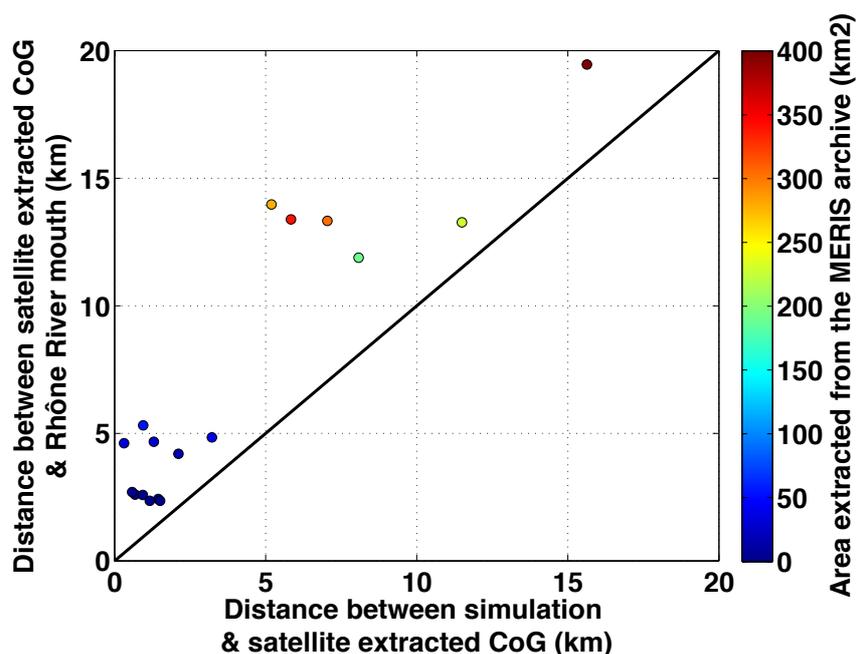


Figure V-21 : Relation entre la distance entre les centres de gravité simulés et observés et l'éloignement du centre de gravité des panaches observé par rapport à l'embouchure du Rhône.

### V.2.3 Relation entre l'aire du panache et le débit : comparaison de la modélisation et de la télédétection de la couleur de l'eau

L'analyse de l'aire du panache en fonction du débit du Rhône réalisée à partir des observations satellite au Chapitre IV a été répliquée avec les résultats de la simulation (Figure V-22). Les résultats s'inscrivent dans la dynamique de surface qui avait été observée en lien avec le débit, les couples (aire, débit) obtenus (carrés verts de la Figure V-22) s'intégrant au nuage de points des résultats des observations satellite. Ceci constitue un argument supplémentaire de la bonne reproduction de la dynamique 2D du panache turbide du Grand Rhône par le modèle.

Une étude plus approfondie serait possible, en simulant des périodes plus longues, afin de pouvoir faire des statistiques sur les résultats de simulation en vue de faire une comparaison avec l'ensemble des résultats issus de l'étude présentée dans le Chapitre IV. En effet, il serait possible de comparer les climatologies des aires du panache turbide du Rhône ou encore les relations débit/concentrations présentées dans le Chapitre IV. Une validation de la reproduction de ces observations permettrait alors d'envisager une étude de la dynamique du panache à travers ses métriques, cette fois-ci issues du modèle, permettant de fournir des métriques de panache pour des événements hydrométéorologiques rarement mesurables par les satellites, telles que les tempêtes de sud-est.

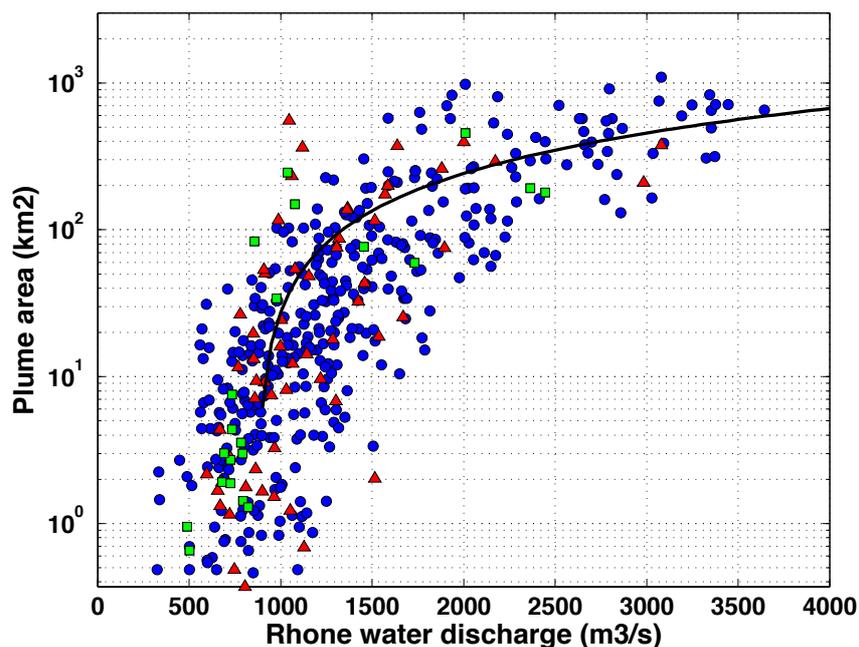


Figure V-22 : Superposition des résultats de simulation (carrés verts) à la relation entre l'aire du panache du Grand Rhône et l'aire de son panache turbide, présentée dans le Chapitre IV. Les cercles bleus correspondent à des conditions de vent offshore et les triangles rouges, aux conditions de vent onshore.

### V.3 Discussion

#### V.3.1 Sensibilité des résultats au choix des classes et à leur proportion dans les apports du Rhône

Trois simulations différentes ont été testées, sur la même période que pour la validation du modèle (du 01 septembre au 31 décembre 2011) afin d'étudier la sensibilité de ce dernier au (i) choix du nombre de classes et (ii) à leur répartition dans les apports solides du Rhône. Les trois simulations sont la simulation de référence, présentée dans la section précédente (proportions en *MUD 1* et *MUD 2* de 60 % et 30 % des apports, respectivement - id : *2M60-30*), la même simulation mais avec des proportions en *MUD 1* et *MUD 2* différentes (80 % et 10 %, respectivement - id : *2M80-10*), puis une simulation avec une seule classe de vase (apports en *MUD 2* fixés à 0 et en *MUD 1* à 90 % - id : *1M90*), dont la vitesse de chute est régie selon la formulation de Van Leussen (Eq. 37) avec  $k = 0.0015$  et  $m = 1$ , et bornée par des vitesses minimales et maximales de  $0.01 \text{ mm.s}^{-1}$  et  $3.15 \text{ mm.s}^{-1}$ , respectivement (voir Figure V-23), paramétrisation utilisée par Dufois (2008). Les différentes comparaisons de métriques sont présentées sur la Figure V-24.

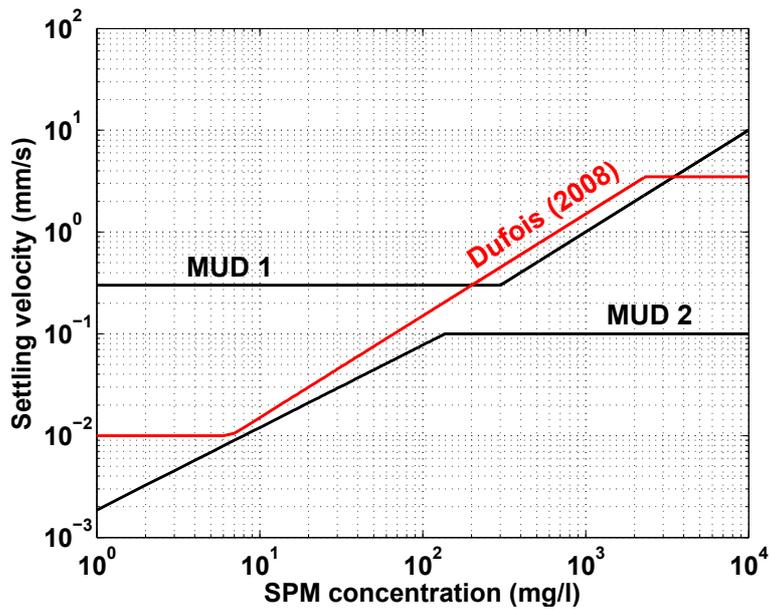


Figure V-23 : Superposition des relations entre vitesse de chute et concentration en MES pour les deux classes de vase présentées dans ce chapitre (*MUD 1* et *MUD 2* - en noir) et celle proposée par Dufois (2008) pour une seule classe de vase (en rouge).

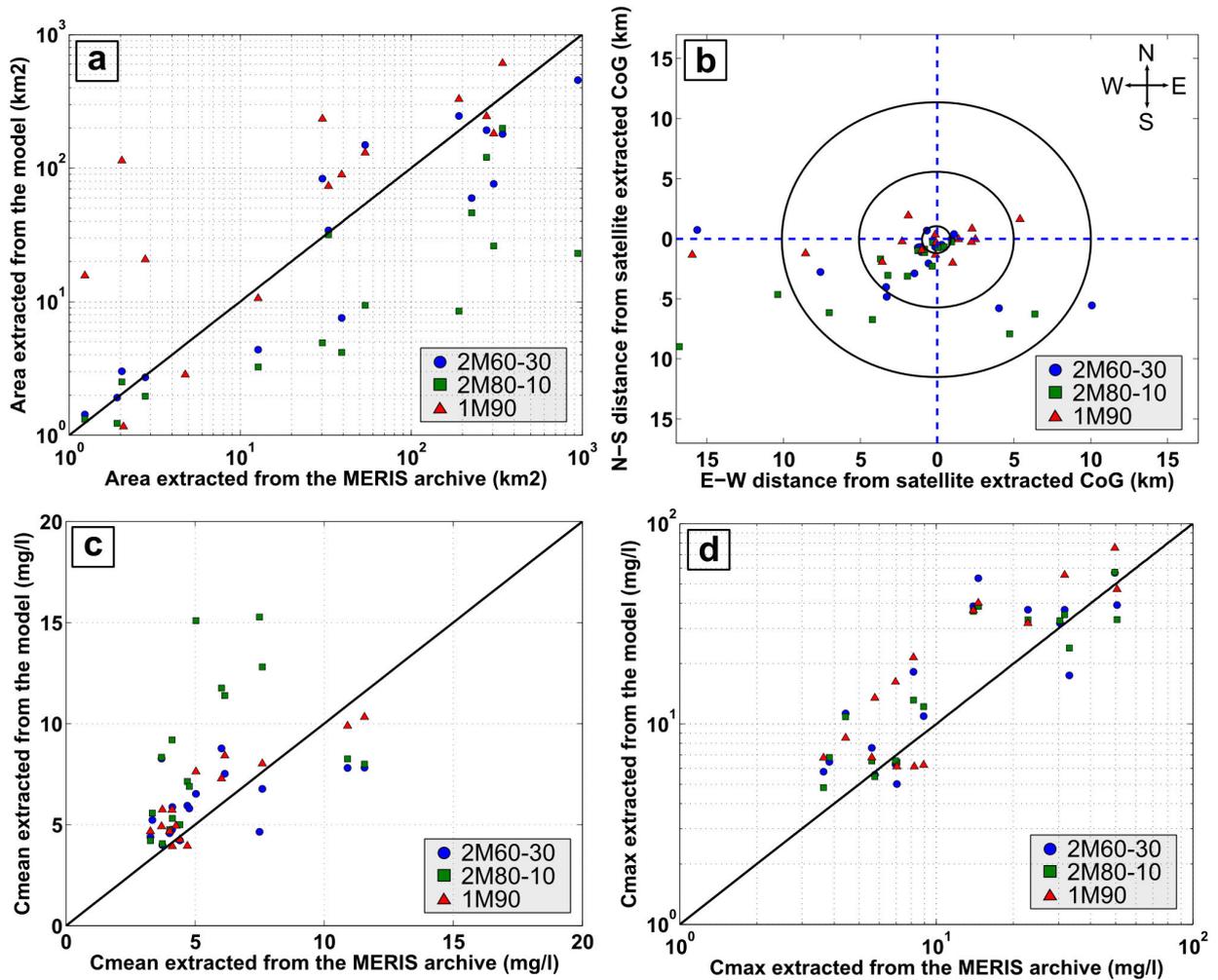


Figure V-24 : Comparaison des métriques du panache turbide du Grand Rhône extraites des images satellite MERIS et des résultats des trois simulations : (a) aire du panache, (b) position de son centre géométrique, (c) de sa concentration en MES moyenne et (d) maximale. Les cercles bleus sont associés au run *2M60-30*, les carrés vert au run *2M60-30* et les triangles rouges au run *1M90* (Dufois, 2008).

Les simulations *2M60-30* et *1M90* montrent des résultats similaires mais se différencient dans leur estimation des aires et des centres géométriques. Les aires sont, par exemple, plus précisément estimées pour la simulation de référence (*2M60-30*) que pour la simulation *1M90*, qui surestime significativement les aires des "petits" panaches (surestimation de plus de la moitié des aires inférieures à 5 km<sup>2</sup> d'un à deux ordres de grandeur - Figure V-24a). En revanche, la position du centre géométrique des panaches est globalement plus précise pour les panaches étendus, avec seulement trois distances entre centres géométriques supérieures à 5 km observées. Les résultats de la simulation *1M90* sont particulièrement précis selon l'axe nord-sud, les écarts entre centres géométriques étant plutôt orientés le long de l'axe ouest-est (Figure V-24b). Dans le cas d'une augmentation de la proportion des apports en particules *MUD 1* (population caractérisée par une forte vitesse de chute - simulation *2M80-10*), le modèle sous-estime systématiquement les aires des panaches d'un ordre de grandeur pour les panaches s'étendant sur quelques dizaines de km<sup>2</sup> et de un à deux ordres de grandeurs pour les aires de panaches supérieures à 100 km<sup>2</sup>. Cette simulation surestime les concentrations en MES moyennes du panache d'un facteur deux, contrairement aux deux autres simulations, reproduisant correctement les valeurs observées (Figure V-24c). Les concentrations en MES maximales rencontrées dans le panache pour les trois simulations testées sont en revanche similaires et sont proches des valeurs observées, comme en témoigne leur groupement autour de la droite 1:1 de la Figure V-24d.

Ces résultats montrent qu'il est important de bien contraindre la proportion d'apports de chaque classe de vase, dans le cas d'une simulation des MES par différentes populations de vase. Ils montrent également que le choix d'une seule classe de vase permet de bien décrire la dynamique des MES de surface pour des panaches étendus (*i.e.* lorsque le débit du Rhône est suffisant pour les générer) mais est moins pertinent pour des conditions de débit faible.

### **V.3.2 Pertinence du choix d'écarter les données de concentration en MES relatives à des hauteurs d'eau inférieures à 20 m pour l'extraction des métriques du panache turbide du Grand Rhône**

Une simulation sans prendre en compte l'action des vagues sur le calcul de la contrainte cisailante de fond a été réalisée et permet de conforter le choix d'écarter les données de concentrations de surface en MES pour les hauteurs d'eau inférieures à 20 m (zone grisée de la Figure V-25d), effectué dans l'étude présentée dans le chapitre 3. En effet, il est visible que, pour cet exemple du 06 décembre 2011, la zone impactée par la remise en suspension de sédiments par les vagues, dans le modèle, correspond à la bande côtière de concentration élevée observée par le satellite (Figure V-25a,b). Avant cette simulation, le choix avait été fait de ne pas considérer cette bande côtière, ne sachant si les concentrations en MES observées étaient le fruit d'une remise en suspension ou directement advectée par le panache. Désormais, il est même possible d'affirmer que ces remises en suspension contribuent au signal de surface et au panache de surface, de manière significative. En effet, le panache turbide modélisé en prenant en compte l'action des vagues dans le calcul de la contrainte cisailante de fond (Figure V-25b) est clairement plus étendu et plus concentré que celui modélisé sans prendre en compte ces dernières (Figure V-25c). Ce résultat souligne l'importance d'une validation approfondie des lois d'érosion utilisées dans le modèle.

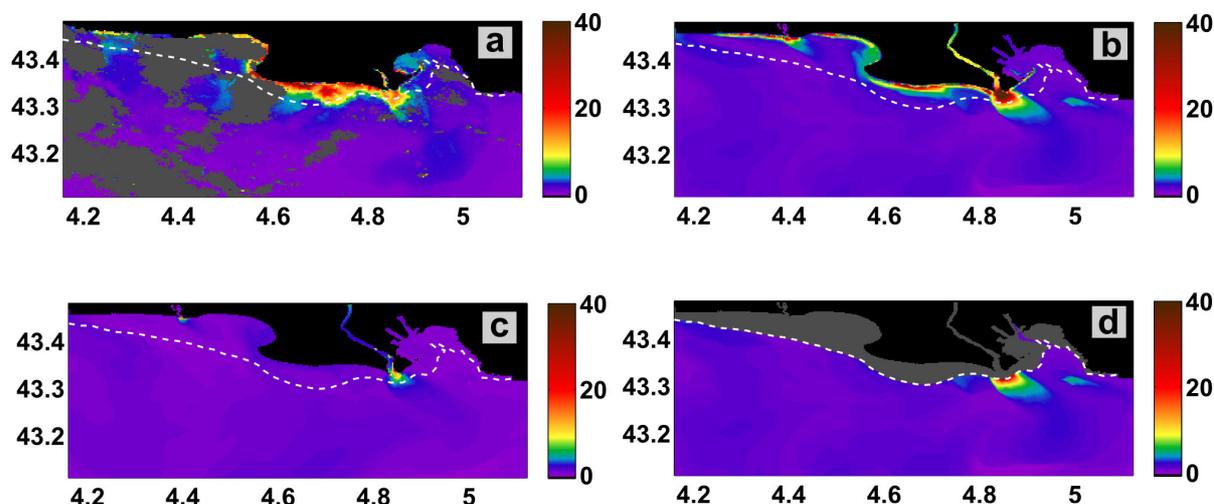


Figure V-25 : (a) Concentrations en MES de surface brutes vues par le satellite, (b) résultats de la simulation, (c) résultats de la même simulation sans prise en compte de l'impact des vagues dans le calcul de la contrainte cisailante de fond et (d) résultats de la simulation montrant la zone flaggée (domaine gris - pixels pour lesquels la hauteur d'eau est inférieure à 20 m - délimitée par les pointillés blancs). Exemple du 06/12/2011.

### V.3.3 Discussion sur la paramétrisation de la vitesse de chute et la validation du modèle par l'utilisation des métriques du panache du Rhône

Un changement global de la vitesse de chute des particules ne permettrait pas d'améliorer les résultats présentés dans la section V.2.2.2 (*e.g.* augmenter la vitesse de chute des deux classes de vases diminuerait le biais sur les concentrations mais augmenterait celui sur les aires, et vice-versa). En revanche, une meilleure calibration de la vitesse de chute de chacune des classes de vase (*e.g.* augmenter la vitesse de chute associée à la classe *MUD 1* et diminuer celle associée à la classe *MUD 2*), ou modifier leur proportions dans les apports solides du Rhône (*e.g.* augmenter la proportion de la classe *MUD 2*, associée aux particules les plus légères) permettrait d'améliorer ces résultats. Ces pistes de calibration soulignent l'intérêt de définir plusieurs classes de sédiments, et seront discutées plus bas dans cette section. Un autre aspect à prendre en compte est le seuil de détermination du panache turbide. En effet, il est choisi ici comme étant égal à  $3 \text{ mg.l}^{-1}$ , dans la continuité de celui déterminé dans l'étude présentée dans le Chapitre IV. Cependant, les concentrations simulées correspondant à une eau "neutre" peuvent être différentes de celles déterminées par le satellite, pour les mêmes raisons. Un travail similaire à celui entrepris pour les données couleur de l'eau pourrait être envisagé à partir des résultats du modèle, à savoir répéter l'analyse statistique de détermination du seuil de délimitation du panache préconisée dans le Chapitre IV. De plus, il est possible d'intuire que cette valeur devrait, si elle était différente, être plus faible pour les cartes de concentrations de surface simulées que pour celles dressées à partir des données satellite, ce qui aurait eu tendance à tirer les valeur d'aire de panache vers le haut et réduire le biais observé ici. Ces modifications hypothétiques pourraient améliorer ces résultats statistiques mais les Figure V-20a,c,d montrent tout de même que les erreurs sont réparties assez équitablement autour de la droite 1:1.

Le modèle reproduit bien la dynamique 2D du panache turbide mais pourrait être amélioré *via* une calibration plus fine de la vitesse de chute de chacune des classes de particules, voire à repenser leur nombre (*e.g.* mieux prendre en compte la forte variabilité de ces vitesses pour la population de floes associée à la classe *MUD 1*). Les mesures de vitesses de chute présentées dans le Chapitre III ont mis en avant la présence de deux populations de floes, différenciées par des ordres de grandeurs de vitesse marqué :  $[0.01 \text{ et } 0.05] \text{ mm.s}^{-1}$  et  $[0.05 ; 5] \text{ mm.s}^{-1}$ , justifiant le choix d'utiliser deux sources d'apport particulaire différentes dans le modèle.

Concernant la population associée à des faibles vitesses de chute, une relation entre la concentration en MES et la vitesse de chute a pu être établie, permettant de bien contraindre sa vitesse de chute dans le modèle. Concernant la population associée à de fortes vitesses de chute (classe *MUD 1*), une valeur fixe lui a été attribuée, correspondant à la moyenne des observations. Afin de mieux prendre en compte la forte variabilité des vitesses de chute observées pour cette population, différentes options pourraient être envisagées. Une première serait d'augmenter le nombre de classes de particules et de leur associer des vitesses de chute fixes comprises dans la gamme de mesure (typiquement de  $0.05 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $5 \text{ mm.s}^{-1}$  - Figure V-13), en proportions relatives aux observations. L'inconvénient de cette solution est qu'elle pourrait engendrer des temps de calculs beaucoup plus importants, en fonction du nombre de classes ajoutées. Une autre alternative serait de conserver la classe de particules *MUD 1* mais de formuler différemment sa vitesse de chute, par une approche stochastique. Aléatoirement, une valeur comprise dans la gamme de mesure lui serait alors attribuée pour chaque pas de temps. L'inconvénient de cette alternative est qu'elle risquerait de générer des instabilités dans le modèle, les vitesses de chute pouvant alors varier de  $0.05 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $5 \text{ mm.s}^{-1}$  d'un pas de temps à un autre.

## V.4 Synthèse

Les données recueillies lors des campagnes en mer présentées dans le Chapitre III ont été utilisées afin de valider le modèle hydrosédimentaire configuré sur la zone du prodelta du Rhône, validation ayant pour objectif de reproduire la dynamique du panache du Rhône. Les résultats attestent la bonne reproduction de la dynamique du panache d'eau douce du Rhône par le modèle, avec une bonne représentativité des gradients de salinité et de température, tant horizontaux (limites du front) que verticaux (position de la limite de stratification). Les observations des vitesses de chute présentées dans le Chapitre III ont mis en avant la présence de deux populations de floes, introduites de façon distinctes dans le modèle hydrosédimentaire et différenciées par des ordres de grandeur de vitesse de chute marqués :  $[0.01 ; 0.05] \text{ mm.s}^{-1}$  et  $[0.05 ; 5] \text{ mm.s}^{-1}$ . Les concentrations en MES simulées par le modèle sont du même ordre de grandeur et présentent une dynamique comparable aux mesures *in situ*. Les métriques du panache turbide du Grand Rhône extraites des résultats de simulation ont montré la bonne capacité du modèle à reproduire sa dynamique horizontale et sa réponse aux forçages hydrométéorologiques (*e.g.* relation aire/débit).

Afin de répondre à la problématique de la thèse, les efforts se sont principalement portés sur la compréhension de la dynamique des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône. Ainsi, des choix forts et parfois rustiques ont dû être faits. C'est notamment le cas du paramétrage des lois d'érosion du sédiment. Bien que représentant bien la dynamique sédimentaire, certains paramètres liés à l'érosion pourraient être plus proches des grandeurs mesurées sur la zone d'étude. Par exemple, le flux d'érosion des sables apparaît très faible (seulement un ordre de grandeur supérieur à celui des vases), compensé ici par la valeur de rugosité de grain, fixée à 3.5 mm, alors que cette valeur est plutôt de l'ordre de grandeur du diamètre d'un sable grossier dans la majorité des modèles hydrosédimentaires (quelques centaines de  $\mu\text{m}$ ). De même, la valeur de la contrainte critique d'érosion a été fixée à 0.5 Pa, supérieure à celle déterminée par Dufois (2008) ( $\tau_{cr} = 0.35 \text{ Pa}$ ), à partir de mesures d'érodimétrie effectuées sur des sédiments cohésifs du plateau du Golfe du Lion.



## Chapitre VI Conclusion générale et perspectives

Ce travail de thèse a pour objectif de mieux contraindre les processus régissant la dynamique des matières en suspension (MES) dans le Golfe du Lion, et plus spécifiquement au niveau du panache du Rhône, en vue d'améliorer les modèles hydrosédimentaires existants. À cette fin, plusieurs outils d'observation (mesures *in situ* et télédétection de la couleur de l'eau) ont été mobilisés et combinés afin d'obtenir une vision d'ensemble de la dynamique du panache particulière du Rhône, en réponse aux forçages hydrométéorologiques : le débit du Rhône et les vents dominants (*offshore* - Mistral et Tramontane - et *onshore* - Marin).

Le travail de synthèse des connaissances actuelles sur la dynamique hydrosédimentaire du plateau du Golfe du Lion, présenté dans le Chapitre II, a mis en évidence une connaissance parcellaire des caractéristiques des MES, tant sur leur nature que leur spectre de taille ou leur vitesse de chute. En effet, les travaux précédents se sont généralement focalisés sur la description d'évènements particuliers tels que les crues, mais la variabilité saisonnière des MES ou leur dynamique sur de longues périodes ont moins bien été décrites. La première étape de ce travail de thèse a donc porté sur une description fine des matières en suspension dans la zone d'influence du panache du Rhône et sur l'étude de la dynamique spatio-temporelle du panache turbide en réponse aux forçages hydrométéorologiques. La synthèse des mesures *in situ* effectuées de 2011 à 2016 dans la zone d'influence du panache du Rhône (Chapitre III) a permis de caractériser avec précision les MES dans la colonne d'eau et d'avoir une vision verticale et *cross shore* de la dynamique spatiale du panache turbide du Rhône, pour une gamme de débits s'étalant de 500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> à plus de 3500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. La combinaison des mesures *in situ* et de la base de données de concentrations en MES de surface détectées par satellite a finalement permis (i) de mieux appréhender cette dynamique spatio-temporelle et (ii) de mieux caractériser qualitativement et quantitativement les MES à proximité du prodelta du Rhône, notamment leur vitesse de chute, paramètre clef des modèles hydrosédimentaires.

### **Caractérisation des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône**

Quatre compartiments types ont pu être identifiés dans la colonne d'eau. Le panache turbide, au sein duquel les valeurs de concentration en MES sont généralement supérieures à quelques mg.l<sup>-1</sup> et fortement dépendantes du débit du Rhône (environ 15 mg.l<sup>-1</sup> - pouvant atteindre des valeurs supérieures à 40 mg.l<sup>-1</sup> à proximité de l'embouchure - pour des débits supérieurs à 3000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, contre quelques mg.l<sup>-1</sup> pour des débits inférieurs à 1000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>), a pu être divisé en deux parties selon le type de particules présentes : une partie supérieure du panache, en surface, typiquement de 3-4 m d'épaisseur, caractérisée par la présence de macroflocs ( $d > 200 \mu\text{m}$ ), et une partie inférieure, plus en profondeur, où des microflocs (diamètre de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$ ) ou des floculis ( $d < 10 \mu\text{m}$ ) ont pu être observés. Une couche néphéloïde de fond a également été détectée sur la majorité des profils, caractérisée par des concentrations en MES généralement supérieures à 3 mg.l<sup>-1</sup>, et où des microflocs et des floculis ont pu être observés. Le dernier compartiment identifié est associé à la partie neutre de la colonne d'eau, caractérisée par des concentrations en MES faibles (toujours inférieures à 2 mg.l<sup>-1</sup>), pour laquelle se retrouvent les mêmes populations de particules que dans la partie inférieure du panache turbide et que dans la couche néphéloïde de fond. Excepté pour le compartiment associé à la partie supérieure du panache, les spectres médians en tailles de particules s'affinent avec l'augmentation de l'intensité du débit du Rhône, mettant en avant une augmentation de la proportion de silts ou de petits microflocs dans ces compartiments avec le débit.

Les densités effectives des particules, observées pour l'ensemble de la colonne d'eau, s'étendent de quelques kg.m<sup>-3</sup> à 1500 kg.m<sup>-3</sup> (valeur proche de l'excès de densité d'une particule primaire - 1600 kg.m<sup>-3</sup>). La majorité des floccs observés est caractérisée par une vitesse de chute contrainte entre 0.1 et 1 mm.s<sup>-1</sup>. Ces floccs majoritaires sont surtout observés dans les compartiments situés sous la partie supérieure du panache turbide, composée, elle, de macroflocs caractérisés par des vitesses de chute de l'ordre du mm.s<sup>-1</sup>. Compte tenu de l'impossibilité du LISST-100X à estimer le diamètre médian de très grosses particules, au-delà de sa gamme de mesure (*i.e.*  $d > 350 \mu\text{m}$ ), il a été estimé que la vitesse de chute dans ce compartiment, où des floccs de diamètre supérieur à 350  $\mu\text{m}$  ont bien été observés (Many et al., 2016), pourrait être surestimée de moitié.

Malgré la vaste base de données *in situ* recueillie et analysée dans le cadre de ce travail de thèse, la hiérarchisation des mécanismes contrôlant les processus d'agrégation des MES reste complexe. Une dynamique de floculation induite par la concentration en MES a été observée, dans les eaux du prodelta, pour une population spécifique de très petites particules ( $d < 10 \mu\text{m}$ ), pendant les campagnes en mer TUCPA (2014). Concernant les microflocs, la concentration en MES semble impacter la vitesse de chute, cette dernière suivant une tendance à l'augmentation pour des concentrations en MES supérieures à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ . Cependant, trop peu de mesures au-dessus de ce seuil de concentration ont été recueillies pour pouvoir apporter une conclusion claire sur ce mécanisme de contrôle. La salinité n'apparaît pas directement gouverner la dynamique de floculation des MES à l'embouchure du Rhône, aucune relation explicite entre cette grandeur et la vitesse de chute des floes n'ayant pu être observée. Les données liées à la biologie du milieu ont été peu analysées durant ce travail de thèse car les mesures de chlorophylle-a, obtenues pendant les différentes campagnes, montrent peu de variabilité, avec un seul prélèvement supérieur à  $2 \mu\text{g.l}^{-1}$  sur les 7 années de campagnes en mer considérées. Ainsi, en l'absence de relation clairement établie entre la salinité, la concentration en MES (dans la gamme de données disponible) ou la chlorophylle-a (proxy de l'activité biologique) des eaux proches de l'embouchure du Rhône et la vitesse de chute des floes, nous pouvons supposer que la création de ces floes a lieu principalement en amont, soit directement à l'embouchure, zone non investiguée dans ce travail de thèse, soit plus en amont dans le fleuve.

### ***Dynamique du panache turbide du Rhône***

Les profils *cross-shore* (du nord au sud en partant de l'embouchure du Rhône) ont montré que, pour les stations proches de l'embouchure (typiquement situées à moins de 3 km au sud), une structure turbide est régulièrement présente sur l'ensemble de la colonne d'eau (valeurs toujours supérieures à  $3.5 \text{ mg.l}^{-1}$  pour au moins 75 % du temps), résultant d'un mélange du panache turbide et de la couche néphéloïde de fond. Cette zone proche de l'embouchure est également caractérisée par une forte variabilité des concentrations en MES dans l'ensemble de la colonne d'eau, variabilité contrôlée par l'intensité du débit du Rhône, et généralement plus marquée en surface (premier mètre d'eau). Pour les stations éloignées de l'embouchure (d'environ 20 km vers le sud), le panache turbide n'a été identifié clairement que pour des débits supérieurs à  $3000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  et n'est jamais détecté pour des débits inférieurs à  $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . En moyenne, deux populations caractéristiques des eaux du prodelta du Rhône ont pu être identifiées, pour toutes les conditions hydrométéorologiques investiguées, au large comme à la côte : une population de macroflocs et une population de microflocs. La première se retrouve toujours (en proportion dominante) en surface, sur environ 3 m sous la surface pour les stations proches de l'embouchure, et sur une tranche d'eau plus importante pour les stations du large (environ sur les 10 premiers mètres sous la surface). La deuxième se retrouve, en proportion dominante, à des profondeurs supérieures à 5 m concernant les stations proches de la côte, et à des profondeurs supérieures à 20 m pour les stations au large. Une zone de transition a été identifiée entre ces zones à dominance de macroflocs (surface) ou de microflocs, pour laquelle la variabilité de la mesure du diamètre médian est plus grande et où aucune population ne se distingue clairement.

L'influence du vent sur la distribution des MES dans la colonne d'eau n'a pas pu être étudiée car les campagnes en mer ne peuvent pas être réalisées en conditions de vent fort. En complément des campagnes océanographiques, des dispositifs de mesure autonomes tels que les *gliders* peuvent être déployés. Ces instruments font notamment l'objet de développements récents ayant pour but d'intégrer des capteurs acoustiques de concentrations en MES en complément des capteurs optiques classiques déjà installés (projet MATUGLI). Un moyen de prendre en compte l'impact de l'ensemble des conditions hydrométéorologiques contrôlant la dynamique du panache du Rhône est d'utiliser la télédétection de la couleur de l'eau. En effet, cette approche permet d'avoir une vue synoptique de la concentration en MES de surface, sur des périodes assez longues pour être représentative de ces conditions.

L'étude présentée dans le Chapitre IV a permis de constituer une base de données de couleur de l'eau MERIS-300m, couvrant 10 années d'observation (de 2002 à 2012) et comprenant plus de 800 images, ayant permis de mieux contraindre l'aire d'influence du panache particulière.

Un traitement semi-automatique de la couleur de l'eau de l'océan a été développé afin d'isoler le panache particulaire du Grand Rhône et extraire plusieurs de ses métriques comme son aire, ses limites d'extension au sud, à l'est et à l'ouest, sa forme, la position de son centre géométrique ou encore la masse de sédiments présente dans le panache (par unité de longueur). Cette méthode est basée sur des statistiques régionales, ne repose pas sur des connaissances pré-établies du panache particulaire étudié et utilise uniquement des cartes de concentrations en MES.

Les résultats ont mis en évidence la variabilité saisonnière et la forte variabilité inter-annuelle du panache particulaire du Rhône, directement corrélées au débit du Rhône. Les résultats ont montré que le panache turbide du Grand Rhône est le plus étendu et le plus chargé en MES pendant les mois de novembre, décembre et janvier, avec des concentrations toujours supérieures à  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  à proximité de l'embouchure (pour des profondeurs inférieures à 20 m) et jusqu'à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  à 10 km de la côte. Pendant ces mois humides, le panache particulaire s'étend, en surface et pour 25 % du temps, sur plus de  $250 \text{ km}^2$ . En revanche, de mai à octobre, un panache petit (aires médianes allant de 5 à  $32 \text{ km}^2$ ) et faiblement concentré a été observé (concentrations maximales médianes toujours inférieures à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ ). Ces résultats ont également conforté les observations faites lors de précédentes recherches, présentées dans le Chapitre II, sur l'impact de l'orientation des vents sur celle du panache : les vents *offshore* tendent à renforcer sa déviation vers l'ouest, déjà contrôlée par la circulation générale, alors que les vents *onshore* l'empêchent de s'étendre vers le sud et le continent près de la côte. Des relations empiriques entre le débit du Rhône et son aire, sa concentration en MES ou encore la masse de sédiments apportée au Golfe du Lion ont pu être établies. Ces métriques caractéristiques du panache turbide du Rhône peuvent également être utilisées pour valider les modèles hydrosédimentaires par une approche avancée et originale. Ce type de validation a été testé sur le modèle mis en place dans le cadre de ce travail de thèse, et est présenté dans le Chapitre V.

### ***Validation du modèle hydrosédimentaire***

Les données recueillies lors des campagnes en mer présentées dans le Chapitre III ont été utilisées afin de valider le modèle hydrosédimentaire configuré sur la zone du prodelta du Rhône, dans le but de reproduire la dynamique du panache du Rhône. Les résultats attestent la bonne reproduction de la dynamique du panache d'eau douce du Rhône par le modèle, avec une bonne représentativité des gradients de salinité et de température, tant horizontaux (limites du front) que verticaux (position de la limite de stratification). Les observations des vitesses de chute présentées dans le Chapitre III ont mis en avant la présence de deux populations de floes, introduites de façon distinctes dans le modèle hydrosédimentaire et différenciées par des ordres de grandeur de vitesse de chute marqués :  $[0.01 ; 0.05] \text{ mm.s}^{-1}$  et  $[0.05 ; 5] \text{ mm.s}^{-1}$ . Les concentrations en MES simulées par le modèle sont du même ordre de grandeur et présentent une dynamique comparable aux mesures *in situ*. Les métriques du panache turbide du Grand Rhône extraites des résultats de simulation ont montré la bonne capacité du modèle à reproduire sa dynamique horizontale et sa réponse aux forçages hydrométéorologiques (*e.g.* relation aire/débit similaire à celle observée lors de l'étude présentée dans le Chapitre IV).

### ***Perspectives***

Afin d'aller plus loin dans l'analyse des mesures *in situ* présentées dans le Chapitre III, il serait intéressant d'investiguer l'origine des petites particules présentes en proportion dominantes lors des campagnes TUCPA (2014). Afin de discuter l'hypothèse selon laquelle ces particules seraient associées aux événements de crues précédant les campagnes, il serait nécessaire de (i) déterminer la contribution des différents sous bassins versants du Rhône aux épisodes de crues et, en complément, (ii) déterminer la signature des MES en sortie de chaque sous bassin versant et (iii) de bénéficier d'une quantification précise et continue des apports solides du Rhône à la zone côtière. Une collaboration avec les équipes de recherche impliquées dans l'Observatoire des Sédiments du Rhône pourrait être envisagée, tant *via* les réseaux d'observations que sur la modélisation hydrosédimentaire du bassin versant rhodanien. Il serait également intéressant d'acquérir des données granulométriques dans l'ensemble du golfe du Lion pendant un bloom algal afin de pouvoir étudier

l'impact de la matière organique sur la floculation des MES du plateau. Des campagnes couvrant des gammes de concentration en MES plus élevées que celles présentées ici pourraient également permettre de mettre en évidence (ou non) une dynamique de floculation des MES du plateau due à ce paramètre dans les eaux côtière du Golfe du Lion. Il serait aussi nécessaire de mieux valoriser les données acquises à la station Mesurho, couvrant, en 2017, cinq ans de données hydrosédimentaires à 2 km au sud-est de l'embouchure du Rhône. Un déploiement régulier de plateformes autonomes telles que les *gliders* permettrait également d'obtenir une donnée de haute résolution sur l'ensemble de la colonne d'eau à travers le plateau du Golfe du Lion et couvrant un maximum de conditions hydrométéorologiques.

Concernant l'utilisation des données de couleur de l'eau mesurées par les capteurs satellites, une meilleure estimation de la profondeur optique en fonction de la concentration en MES permettrait d'estimer des flux de sédiments sur le volume d'eau "vu" par le satellite. Toujours dans une optique d'estimation de flux à partir des données de couleur de l'eau, une confrontation des cartes de concentrations en MES de surface avec des profils simulés de concentrations associés à chaque pixel offrirait peut-être l'opportunité d'établir un algorithme permettant de recalculer des profils verticaux de concentrations en MES à partir de leur estimation en surface et des régimes de temps (travaux de Renosh Pannimpullath Remanan et Frederic Jourdin (SHOM) en cours par exemple). La méthode d'extraction des métriques de panaches turbides a démontré le potentiel des archives couleur de l'eau pour l'analyse des turbidités côtières. Cette méthode peut maintenant être appliquée à différentes zones côtières, et ainsi permettre une hiérarchisation homogène de la dynamique des panaches côtiers.

Afin de répondre à la problématique de la thèse, un enjeu fort a consisté à caractériser et comprendre la dynamique des MES dans la zone d'influence du panache du Rhône, dans le but de paramétrer de façon réaliste le comportement des MES dans le modèle hydro-sédimentaire. En contrepartie, des choix forts, parfois rustiques, ont dû être faits. Bien que les résultats de validation soient satisfaisants, différentes voies d'approfondissement sont à envisager pour répondre pleinement à la problématique du projet AMORAD.

Une valeur fixe de vitesse de chute a été attribuée à la classe associée à la population de particule chutant à des vitesses comprises entre  $0.05 \text{ mm.s}^{-1}$  et  $5 \text{ mm.s}^{-1}$ . Afin de mieux prendre en compte cette forte variabilité, différentes options pourraient être envisagées. Une première serait d'augmenter le nombre de classes de particules et de leur associer des vitesses de chute fixes comprises dans la gamme de mesure, en proportions relatives aux observations. L'inconvénient de cette solution est qu'elle pourrait engendrer des temps de calculs beaucoup plus importants, en fonction du nombre de classes ajoutées. Une autre alternative serait de conserver la même classe de particules mais de formuler différemment sa vitesse de chute, par une approche stochastique. Aléatoirement, une vitesse de chute comprise dans la gamme de mesure lui serait alors attribuée pour chaque pas de temps. Cette option risque toutefois de générer des instabilités dans le modèle, les vitesses de chute pouvant alors varier de  $0.05 \text{ mm.s}^{-1}$  à  $5 \text{ mm.s}^{-1}$  d'un pas de temps à un autre.

Le paramétrage de l'érosion du sédiment a également fait l'objet de moins d'attention. En effet, le modèle reproduit bien la dynamique sédimentaire mais certains paramètres pourraient être plus proches des grandeurs mesurées sur la zone d'étude. Par exemple, le flux d'érosion des sables ( $E_{0s}$ ) apparaît très faible (seulement un ordre de grandeur supérieur à celui des vases), compensé ici par la valeur de rugosité de grain ( $z_0$ ), fixée à 3.5 mm, alors que cette valeur est plutôt de l'ordre de grandeur du diamètre d'un sable grossier dans la majorité des modèles hydrosédimentaires (quelques centaines de  $\mu\text{m}$ ). De même, la valeur de la contrainte critique d'érosion a été fixée à 0.5 Pa, supérieure à celle déterminée par Dufois (2008) ( $\tau_{cr} = 0.35 \text{ Pa}$ ), à partir de mesures d'érodimétrie effectuées sur des sédiments cohésifs du plateau du Golfe du Lion. Il serait également intéressant de prendre en compte, dans le modèle, l'effet du chalutage de fond, des études ayant déjà démontré l'impact de cette pression anthropique (Durrieu de Madron et al., 2005a; Ferré et al., 2008; Mengual et al., 2016) sur la remise en suspension du sédiment et ayant été quantifié sur le plateau du Golfe du Lion (Durrieu de Madron et al., 2005a; Ferré et al., 2008; Verney et al., 2015b). Afin d'être également plus représentatif des processus d'érosion du fond sédimentaire et de l'advection des sédiments remis en suspensions lors de coups de vent de sud-est générant des fortes houles, il serait nécessaire de

coupler le modèle hydrodynamique à un modèle de vagues et ainsi prendre en compte les courants induits par ces dernières.

Le modèle hydrosédimentaire possède un vaste potentiel d'application qu'il convient de valoriser. Le premier objectif serait de quantifier les flux sédimentaires à différentes échelles spatiales et temporelles, permettant d'investiguer l'impact des crues du Rhône sur le stockage et l'export des sédiments au niveau du delta du Rhône, ou encore de quantifier les exports de particules hors du prodelta lors de tempêtes de sud-est. Un travail sur les temps de résidence/transit des MES issues du Rhône devrait également être envisagé. Il serait intéressant, dans ce cas, de définir des zones de bilan de flux sédimentaires similaires à celles mises en place par Dufois (2008). Le modèle pourrait également être utilisé afin d'évaluer l'impact de la profondeur optique du satellite, *i.e.* tester différentes profondeurs d'intégration de la concentration en MES sur les résultats de simulation et évaluer les différences observées (quantitativement, pixel à pixel, ou bien en regardant l'impact sur l'estimation des métriques du panache turbide du Rhône). Enfin, le modèle mis en place pendant ce travail de thèse pourrait être rendu opérationnel afin d'aider à la prise de décision en cas de rejet accidentel d'éléments radioactifs dans les eaux du Rhône, travail nécessitant une interaction avec des spécialistes des radionucléides (IRSN).



# Références bibliographiques

- Adell, W., 2013. Caractérisation de la distribution granulométrique des particules en transit dans le Rhône aval au cours du temps et des conditions hydrologiques, Rapport de stage de Master 2. Institut de radioprotection et de sûreté nucléaire.
- Agrawal, Y., Whitmire, A., Mikkelsen, O.A., Pottsmith, H., 2008. Light scattering by random shaped particles and consequences on measuring suspended sediments by laser diffraction. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113.
- Agrawal, Y.C., Pottsmith, H.C., 2000. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology* 168, 89-114.
- Alberola, C., Millot, C., Font, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea. *Oceanologica Acta* 18, 163-192.
- Allen, S.E., Durrieu de Madron, X., 2009. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. *Ocean Science* 5, 607-620.
- Allison, M.A., Demas, C.R., Ebersole, B.A., Kleiss, B.A., Little, C.D., Meselhe, E.A., Powell, N.J., Pratt, T.C., Vosburg, B.M., 2012. A water and sediment budget for the lower Mississippi–Atchafalaya River in flood years 2008–2010: Implications for sediment discharge to the oceans and coastal restoration in Louisiana. *Journal of Hydrology* 432–433, 84-97.
- Aloisi, J., Cambon, J., Carbonne, J., Cauwet, G., Millot, C., Monaco, A., Pauc, H., 1982. Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. *Oceanologica Acta* 5, 481-491.
- Amos, C.L., Daborn, G., Christian, H., Atkinson, A., Robertson, A., 1992. In situ erosion measurements on fine-grained sediments from the Bay of Fundy. *Marine Geology* 108, 175-196.
- André, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., 2005. Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics* 55, 294-308.
- Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval. Aix-Marseille 1.
- Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M., Sabatier, F., 2008. Suspended sediment and <sup>137</sup>Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology* 95, 350-360.
- Arakawa, A., Lamb, V.R., 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in computational physics* 17, 173-265.
- Bethoux, J.P., Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Tailliez, D., 2002. Deep water in the western Mediterranean - peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *Journal of Marine Systems* 33-34, 117-131.
- Blumberg, A.F., Mellor, G.L., 1987. A description of a three - dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional coastal ocean models*, 1-16.
- Bourrin, F., 2007. Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers: cas du système Têt-Littoral roussillonnais dans le golfe du Lion. Université de Perpignan.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., 2006. Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean sea). *Vie et milieu - Life and Environment* 56, 1-8.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Estournel, C., 2008a. Impact of winter dense water formation on shelf sediment erosion (evidence from the Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Continental Shelf Research* 28, 1984-1999.

- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008b. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895-1910.
- Bravard, J.-P., Clémens, A., 2008. Le Rhône en 100 questions. Graie.
- Broche, P., Devenon, J.-L., Forget, P., de Maistre, J.-C., Naudin, J.-J., Cauwet, G., 1998. Experimental study of the Rhone plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanologica acta* 21, 725-738.
- Canals, M., Danovaro, R., Heussner, S., Lykousis, V., Puig, P., Trincardi, F., Calafat, A., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., Sanchez-Vidal, A., 2009. Cascades in Mediterranean submarine grand canyons. *Oceanography* 22, 26-43.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354-357.
- Chapalain, M., Verney, R., Druine, F., Fettweis, M., Le Hir, P., 2016. Dynamics of suspended particulate matter in coastal seas (The Bay of Seine), Particles in Europe (PiE), Budapest, Hungary.
- Charmasson, S., 1998. Cycle du combustible nucléaire et milieu marin-Devenir des effluents rhodaniens en Méditerranée et des déchets immergés en Atlantique Nord-Est. State doctoral thesis, CEA.
- Cochrane, J., Kelly, F., 1986. Low - frequency circulation on the Texas - Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91, 10645-10659.
- Constantin, S., Doxaran, D., Constantinescu, S., 2016. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. *Continental Shelf Research* 112, 14-30.
- Cooper, L.H.N., Vaux, D., 1949. Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 28, 719-750.
- Coynel, A., 2005. Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. Bordeaux 1.
- Curran, K., Hill, P., Milligan, T., Mikkelsen, O., Law, B., De Madron, X.D., Bourrin, F., 2007. Settling velocity, effective density, and mass composition of suspended sediment in a coastal bottom boundary layer, Gulf of Lions, France. *Continental Shelf Research* 27, 1408-1421.
- Curran, K.J., Hill, P.S., Milligan, T.G., 2002. Fine-grained suspended sediment dynamics in the Eel River flood plume. *Continental Shelf Research* 22, 2537-2550.
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J.M., Eyrolle, F., 2012. Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 754-762.
- Demarcq, H., Wald, L., 1984. La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire. *Oceanologica Acta* 7, 159-162.
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., Cariolle, D., 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics* 10, 249-266.
- Doerffer, R., Schiller, H., 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Honolulu, Hawaii 714.
- Doerffer, R., Schiller, H., 2007. The MERIS Case 2 water algorithm. *International Journal of Remote Sensing* 28, 517-535.
- Doxaran, D., Castaing, P., Lavender, S., 2006. Monitoring the maximum turbidity zone and detecting fine - scale turbidity features in the Gironde estuary using high spatial resolution satellite sensor (SPOT HRV, Landsat ETM+) data. *International Journal of Remote Sensing* 27, 2303-2321.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81, 321-332.
- Druine, F., Verney, R., Deloffre, J., Lemoine, J., Chapalain, M., Landemaine, V., Lafite, R., submitted. In situ high frequency long term measurements of suspended sediment concentration in a turbid estuarine

system (Seine Estuary, France) : optical turbidity sensor response to suspended sediment characteristics. Submitted to *Marine Geology*.

Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., Dekeyser, I., 2004. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW's) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research* 109.

Dufois, F., 2008. Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône. Université du Sud Toulon Var, Toulon, France.

Dufois, F., Garreau, P., Le Hir, P., Forget, P., 2008. Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1920-1934.

Dufois, F., Verney, R., Le Hir, P., Dumas, F., Charmasson, S., 2014. Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 72, 57-72.

Durrieu de Madron, X., 2004. Mécanismes de transport et flux de matière sur la marge continentale du Golfe du Lion. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches.

Durrieu de Madron, X., Ferré, B., Le Corre, G., Grenz, C., Conan, P., Pujo-Pay, M., Buscail, R., Bodiot, O., 2005a. Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research* 25, 2387-2409.

Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Godet, C.H., 1990. Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. *Continental Shelf Research* 10, 915-929.

Durrieu de Madron, X., Panouse, M., 1996. Transport de matière particulaire en suspension sur le plateau continental du Golfe du Lion. Situation estivale et hivernale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 322, 1061-1070.

Durrieu de Madron, X., Wiberg, P.L., Puig, P., 2008. Sediment dynamics in the Gulf of Lions: The impact of extreme events. *Continental Shelf Research* 28, 1867-1876.

Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., Georgopoulos, D., 2005b. Comments on "Cascades of dense water around the world ocean". *Progress in Oceanography* 64, 83-90.

Dyer, K., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. JOHN WILEY AND SONS, CHICHESTER, SUSSEX(UK), 1986, 358.

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

Ekman, V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.* 2, 1-53.

Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research* 108.

Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research* 17, 899-924.

Fanget, A.-S., Bassetti, M.A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G.M., 2013. Historical evolution and extreme climate events during the last 400years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Marine Geology* 346, 375-391.

Fernández-Nóvoa, D., Mendes, R., deCastro, M., Dias, J.M., Sánchez-Arcilla, A., Gómez-Gesteira, M., 2015. Analysis of the influence of river discharge and wind on the Ebro turbid plume using MODIS-Aqua and MODIS-Terra data. *Journal of Marine Systems* 142, 40-46.

Ferré, B., Durrieu de Madron, X., Estournel, C., Ulses, C., Le Corre, G., 2008. Impact of natural (waves and currents) and anthropogenic (trawl) resuspension on the export of particulate matter to the open ocean. *Continental Shelf Research* 28, 2071-2091.

- Ferré, B., Guizien, K., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., Guillén, J., Grémare, A., 2005. Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research* 25, 2410-2427.
- Fettweis, M., 2008. Uncertainty of excess density and settling velocity of mud floes derived from in situ measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 78, 426-436.
- Fieux, M., 1974. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. La formation des eaux océaniques profondes, *Colloques Internationaux du CNRS*.
- Font, J., Salat, J., Julià, A., 1990. Marine circulation along the Ebro continental margin. *Marine Geology* 95, 165-177.
- Forget, P., Devenon, J.L., De Maistre, J.C., Broche, P., Leveau, M., 1990. VHF remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophysical Research Letters* 17, 1097-1100.
- Fox, J.M., Hill, P.S., Milligan, T.G., Ogston, A.S., Boldrin, A., 2004. Flocculation in the waters of the Po River prodelta. *Continental Shelf Research* 24, 1699-1715.
- Garcia, D., 2010. Robust smoothing of gridded data in one and higher dimensions with missing values. *Computational statistics & data analysis* 54, 1167-1178.
- Garnier, V., Pairaud, I., Nicolle, A., Alekseenko, E., Baklouti, M., Thouvenin, B., Lecornu, F., Garreau, P., 2014. MENOR: a high-resolution (1.2 km) modeling of the North-Western Mediterranean Sea routinely run by the PREVIMER operational forecast system. *Mercator Ocean - Quaterly Newsletter* 49, 69-75.
- Gaspar, P., Grégoris, Y., 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: Oceans* 95, 16179-16193.
- Gernez, P., Barillé, L., Lerouxel, A., Mazeran, C., Lucas, A., Doxaran, D., 2014. Remote sensing of suspended particulate matter in turbid oyster - farming ecosystems. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119, 7277-7294.
- Gibbs, R.J., 1985. Estuarine floes: their size, settling velocity and density. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90, 3249-3251.
- Gohin, F., 2011. Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science* 7, 705.
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J.-M., Delmas, D., Huret, M., Herbland, A., 2005. Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters: Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sensing of Environment* 95, 29-46.
- Grasso, F., Le Hir, P., Bassoullet, P., 2015. Numerical modelling of mixed-sediment consolidation. *Ocean Dynamics* 65, 607-616.
- Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., De Madron, X.D., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology* 234, 129-142.
- Güttler, F.N., Niculescu, S., Gohin, F., 2013. Turbidity retrieval and monitoring of Danube Delta waters using multi-sensor optical remote sensing data: An integrated view from the delta plain lakes to the western-northwestern Black Sea coastal zone. *Remote Sensing of Environment* 132, 86-101.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry* 49, 81-115.
- Heussner, S., de Madron, X.D., Calafat, A., Canals, M., Carbonne, J., Delsaut, N., Saragoni, G., 2006. Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope: Lessons from an 8-year experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Marine Geology* 234, 63-92.
- Hill, P.S., Milligan, T.G., Geyer, W.R., 2000. Controls on effective settling velocity of suspended sediment in the Eel River flood plume. *Continental Shelf Research* 20, 2095-2111.
- Hill, P.S., Sherwood, C.R., Sternberg, R.W., Nowell, A.R.M., 1994. In situ measurements of particle settling velocity on the northern California continental shelf. *Continental Shelf Research* 14, 1123-1137.

- Hudson, A.S., Talke, S.A., Jay, D.A., 2016. Using Satellite Observations to Characterize the Response of Estuarine Turbidity Maxima to External Forcing. *Estuaries and Coasts*, 1-16.
- Johns, B., Marsaleix, P., Estournel, C., Véhil, R., 1992. On the wind-driven coastal upwelling in the Gulf of Lions. *Journal of Marine Systems* 3, 309-320.
- Jonsson, I.G., 1967. Wave boundary layers and friction factors, *Coastal Engineering* 1966, pp. 127-148.
- Kergadallan, X., Sanquer, R., Le Berre, A., Amis, G., 2014. Fiches synthétique de mesure des états de mer, in: Cerema (Ed.). Cetmef, p. 340.
- Kranenburg, C., 1994. The Fractal Structure of Cohesive Sediment Aggregates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39, 451-460.
- La Violette, P.E., 1994. Overview of the major forcings and water masses of the Western Mediterranean Sea. *Coastal and Estuarine Studies*, 1-1.
- Lacombe, H., Tchernia, P., 1960. Quelques traits généraux de l'hydrologie Méditerranéenne. *Cahiers océanographiques* 12, 527-547.
- Lacombe, H., Tchernia, P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. *The Mediterranean Sea*, 26-36.
- Lafite, R., 2001. Impact de la dynamique tidale sur le transfert de sédiments fins. Université de Rouen: 80p.
- Lansard, B., 2005. Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée Nord-Occidentale). PhD Thesis, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II.
- Lapouyade, A., Durrieu de Madron, X., 2001. Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and associated organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 24, 295-312.
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31, 233-250.
- LCHF, 1984. Tome 7 : la côte méditerranéenne, de la frontière espagnole à la frontière italienne, in: (Ed), E. (Ed.), *Catalogue sédimentologique des côtes de France*. Collection de la Direction des études et de la recherche d'EDF, Paris, p. 426.
- Le Hir, P., Cayocca, F., Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research* 31, S135-S149.
- Leendertse, J.J., Gritton, E.C., 1971. A water-quality simulation model for well mixed estuaries and coastal seas.
- Lorthiois, T., Doxaran, D., Chami, M., 2012. Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements. *Geo-Marine Letters* 32, 89-101.
- Ludwig, W., Meybeck, M., Abousamra, F., 2003. Riverine transport of water, sediments, and pollutants to the Mediterranean Sea. *Medit. Action Technical Report Series* 141.
- Maillet, G., 2005. Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal: Exemple de l'embouchure du Rhône. Université de Provence-Aix-Marseille I.
- Maillet, G.M., Vella, C., Berné, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Marine Geology* 234, 159-177.
- Manning, A., Dyer, K., 1999. A laboratory examination of flocculation characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology* 160, 147-170.
- Manning, A., Schoellhamer, D., 2013. Factors controlling flocculation velocity along a longitudinal estuarine transect. *Marine Geology* 345, 266-280.
- Many, G., 2016. Impacts of storm and flood events on suspended particulate matter dynamics in the Gulf of Lions. Contributions of gliders to a multi-platform approach. Université de Perpignan.

- Many, G., Bourrin, F., de Madron, X.D., Pairaud, I., Gangloff, A., Doxaran, D., Ody, A., Verney, R., Menniti, C., Le Berre, D., 2016. Particle assemblage characterization in the Rhone river ROFI. *Journal of Marine Systems*.
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V., Vehil, R., 1998. A numerical study of the formation of the Rhône River plume. *Journal of Marine Systems* 14, 99-115.
- Mengual, B., Cayocca, F., Le Hir, P., Draye, R., Laffargue, P., Vincent, B., Garlan, T., 2016. Influence of bottom trawling on sediment resuspension in the 'Grande-Vasière' area (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics* 66, 1181-1207.
- Mengual, B., Hir, P.L., Cayocca, F., Garlan, T., 2017. Modelling Fine Sediment Dynamics: Towards a Common Erosion Law for Fine Sand, Mud and Mixtures. *Water* 9, 564.
- Mestres, M., Sierra, J.P., Sánchez-Arcilla, A., González del Río, J., Wolf, T., Rodríguez, A., Ouillon, S., 2003. Modelling of the Ebro River plume. Validation with field observations. *Scientia Marina* 67, 379-391.
- Milligan, T.G., Hill, P.S., Law, B.A., 2007. Flocculation and the loss of sediment from the Po River plume. *Continental Shelf Research* 27, 309-321.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10, 885-894.
- Millot, C., 1991. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423-442.
- Millot, C., Crépon, M., 1981. Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions-Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography* 11, 639-657.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea, in: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 29-66.
- Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S.W., Deniaux, B., 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE—I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 10, 959-987.
- Müller, D., Krasemann, H., Brewin, R.J.W., Brockmann, C., Deschamps, P.-Y., Doerffer, R., Fomferra, N., Franz, B.A., Grant, M.G., Groom, S.B., Mélin, F., Platt, T., Regner, P., Sathyendranath, S., Steinmetz, F., Swinton, J., 2015. The Ocean Colour Climate Change Initiative: I. A methodology for assessing atmospheric correction processors based on in-situ measurements. *Remote Sensing of Environment* 162, 242-256.
- Murray, S.P., 1972. Observations on wind, tidal, and density-driven currents in the vicinity of the Mississippi River delta. *Shelf Sediment Transport*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 127-142.
- Naudin, J., Cauwet, G., 1997. Transfer mechanisms and biogeochemical implications in the bottom nepheloid layer. A case study of the coastal zone off the Rhone River (France). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 44, 551-575.
- Nechad, B., Ruddick, K.G., Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment* 114, 854-866.
- Noël, M., 1996. PhD Thesis, The plutonium as transfer tracer and particulates contribution accumulating from the Rhone to the north-western Mediterranean sea. Université Paris XII.
- Obaton, D., 1998. Circulation et modélisation de la Méditerranée Occidentale et du Golfe du Lion-Synthèse des connaissances et des travaux existants. IFREMER, p. 91.
- Ody, A., Doxaran, D., Vanhellefont, Q., Nechad, B., Novoa, S., Many, G., Bourrin, F., Verney, R., Pairaud, I., Gentili, B., 2016. Potential of High Spatial and Temporal Ocean Color Satellite Data to Study the Dynamics of Suspended Particles in a Micro-Tidal River Plume. *Remote Sensing* 8, 245.
- Ouillon, S., Forget, P., Froidefond, J.-M., Naudin, J.-J., 1997. Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhone River plume. *Marine Technology Society. Marine Technology Society Journal* 31, 15.
- Ouillon, S., Petrenko, A.A., 2005. Above-water measurements of reflectance and chlorophyll-a algorithms in the Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea. *Opt. Express* 13, 2531-2548.
- Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Sanchez-Vidal, A., Pasqual, C., Martín, J., Calafat, A., Heussner, S., Canals, M., 2012. Sediment transport to the deep canyons and open-slope of the western Gulf

of Lions during the 2006 intense cascading and open-sea convection period. *Progress in Oceanography* 106, 1-15.

Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône, étude hydrologique, Etude et travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble. Université de Grenoble.

Pascual, A., Gomis, D., 2003. Use of surface data to estimate geostrophic transport. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20, 912-926.

Person, R., 1974. Un exemple de descente des eaux superficielles du plateau continental dans un canyon du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS*, 175-189.

Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Sagarminaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research* 30, 379-392.

Petus, C., Marieu, V., Novoa, S., Chust, G., Bruneau, N., Froidefond, J.-M., 2014. Monitoring spatio-temporal variability of the Adour River turbid plume (Bay of Biscay, France) with MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research* 74, 35-49.

Pont, D., 1997. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure: données récentes (1994-1995)/The discharge of suspended sediments near to the mouth of the Rhône recent statistics (1994-1995). *Revue de géographie de Lyon* 72, 23-33.

Pont, D., Simonnet, J.-P., Walter, A.-V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1-18.

Puig, P., Durrieu de Madron, X., Salat, J., Schroeder, K., Martín, J., Karageorgis, A.P., Palanques, A., Roullier, F., Lopez-Jurado, J.L., Emelianov, M., 2013. Thick bottom nepheloid layers in the western Mediterranean generated by deep dense shelf water cascading. *Progress in Oceanography* 111, 1-23.

Puig, P., Palanques, A., Orange, D.L., Lastras, G., Canals, M., 2008. Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research* 28, 2017-2030.

Rasche, N., Arduin, F., 2013. A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: Model validation with improved source term parameterization. *Ocean Modelling* 70, 174-188.

Rodi, W., 1993. *Turbulence models and their application in hydraulics*. CRC Press.

Roditis, J.-C., Pont, D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* 78, 5-18.

Rouse, L.J., Coleman, J.M., 1976. Circulation observations in the Louisiana bight using LANDSAT imagery. *Remote Sensing of Environment* 5, 55-66.

Rovira, A., Ibáñez, C., Martín-Vide, J.P., 2015. Suspended sediment load at the lowermost Ebro River (Catalonia, Spain). *Quaternary International* 388, 188-198.

Rubio, A., Taillandier, V., Garreau, P., 2009. Reconstruction of the Mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the Gulf of Lions from satellite-tracked drifters and model outputs. *Journal of Marine Systems* 78, S63-S78.

Ruiz, S., Pascual, A., Garau, B., Faugère, Y., Alvarez, A., Tintoré, J., 2009. Mesoscale dynamics of the Balearic Front, integrating glider, ship and satellite data. *Journal of Marine Systems* 78, S3-S16.

Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002-1015.

Sammari, C., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 893-917.

Schroeder, W.W., Dinnel, S.P., Wiseman, W.J., Merrell, W.J., 1987. Circulation patterns inferred from the movement of detached buoys in the eastern Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research* 7, 883-894.

- Sempéré, R., Charrière, B., Van Wambeke, F., Cauwet, G., 2000. Carbon inputs of the Rhône River to the Mediterranean Sea: biogeochemical implications. *Global Biogeochemical Cycles* 14, 669-681.
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J.-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen: la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 333, 389-397.
- Slomberg, D.L., Ollivier, P., Radakovitch, O., Baran, N., Sani-Kast, N., Miche, H., Borschneck, D., Grauby, O., Bruchet, A., Scheringer, M., 2016. Characterisation of suspended particulate matter in the Rhone River: insights into analogue selection. *Environmental Chemistry* 13, 804-815.
- Smith, S., Hollibaugh, J., 1993. Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance. *Reviews of Geophysics* 31, 75-89.
- Song, Y., Haidvogel, D., 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *Journal of Computational Physics* 115, 228-244.
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*. Thomas Telford.
- Soulsby, R., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R., Thomas, G., 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal engineering* 21, 41-69.
- Sternberg, R.W., Berhane, I., Ogston, A.S., 1999. Measurement of size and settling velocity of suspended aggregates on the northern California continental shelf. *Marine Geology* 154, 43-53.
- Stoichev, T., Amouroux, D., Wasserman, J.C., Point, D., De Diego, A., Bareille, G., Donard, O.F.X., 2004. Dynamics of mercury species in surface sediments of a macrotidal estuarine-coastal system (Adour River, Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 511-521.
- Styles, R., 2006. Laboratory evaluation of the LISST in a stratified fluid. *Marine Geology* 227, 151-162.
- Ten Brinke, W.B.M., Dronkers, J., 1993. Physical and biotic aspects of fine-sediment import in the Oosterschelde tidal basin (The Netherlands). *Netherlands Journal of Sea Research* 31, 19-36.
- The Medatlas Group, 2004. *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea*. Western European Union, 420p.
- Thill, A., 1999. *Agrégation des particules: structure, dynamique et simulation. Application au cas d'un écoulement stratifié: l'estuaire du Rhône*. Université de droit, d'économie et des sciences-Aix-Marseille III.
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J.-M., Estournel, C., Naudin, J.-J., Bottero, J.-Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127-2140.
- Thorn, M., 1982. 6 Physical processes of siltation in tidal channels, *Hydraulic Modelling in Maritime Engineering*. Thomas Telford Publishing, pp. 65-73.
- Tolman, H.L., 2002. User manual and system documentation of {WAVEWATCH-III} version 2.22.
- Ulses, C., 2005. *Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : crue, tempête et période hivernale*. Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., 2008a. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research* 28, 2048-2070.
- Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008b. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters* 35, n/a-n/a.
- van Leussen, W., 1994. *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. Ph. D. Thesis, University of Utrecht.
- Verney, R., 2006. *Processus de contrôle de la dynamique des sédiments cohésifs: Mesures in situ, mesures expérimentales et modélisation: Application à l'estuaire de Seine*. Rouen.

- Verney, R., Sahin, C., Mengual, B., Gangloff, A., Doxaran, D., Le Berre, D., Jacquet, M., Pairaud, I., 2015a. Contribution of human activities and natural (extreme) events on the sediment dynamics in the Gulf of Lions, The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. World Scientific.
- Verney, R., Sahin, C., Mengual, B., Gangloff, A., Doxaran, D., Le Berre, D., Jacquet, M., Pairaud, I., 2015b. Contributions of human activities and natural (extreme) events on the sediment dynamics in the Gulf of Lions, The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. World Scientific.
- Walker, N.D., 1994. Satellite-based assessment of the Mississippi River discharge plume's spatial structure and temporal variability. OCS Study MMS 94, 0053.
- Walker, N.D., 1996. Satellite assessment of Mississippi River plume variability: Causes and predictability. Remote Sensing of Environment 58, 21-35.
- Walker, N.D., Wiseman Jr, W.J., Rouse Jr, L.J., Babin, A., 2005. Effects of river discharge, wind stress, and slope eddies on circulation and the satellite-observed structure of the Mississippi River plume. Journal of Coastal Research, 1228-1244.
- Wang, G., Garcia, D., Liu, Y., De Jeu, R., Dolman, A.J., 2012. A three-dimensional gap filling method for large geophysical datasets: Application to global satellite soil moisture observations. Environmental Modelling & Software 30, 139-142.
- Warrick, J.A., Fong, D.A., 2004. Dispersal scaling from the world's rivers. Geophysical Research Letters 31.
- Winterwerp, J.C., 1998. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. Journal of Hydraulic Research 36, 309-326.
- Winterwerp, J.C., 1999. On the dynamics of high-concentrated mud suspensions.
- Winterwerp, J.C., Manning, A.J., Martens, C., de Mulder, T., Vanlede, J., 2006. A heuristic formula for turbulence-induced flocculation of cohesive sediment. Estuarine, Coastal and Shelf Science 68, 195-207.



# ANNEXE A - Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012)

**Aurélien Gangloff**<sup>a\*</sup>, **Romarc Verney**<sup>a</sup>, **David Doxaran**<sup>b</sup>, **Anouck Ody**<sup>b</sup> and **Claude Estournel**<sup>c</sup>.

<sup>a</sup> IFREMER, Laboratoire DYNECO/DHYSED, PB70 29280 Plouzane, France

<sup>b</sup> Observatoire Océanologique, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, UMR 7093 – CNRS/UPMC, 181 Chemin du Lazaret, 06230 Villefranche sur Mer, France

<sup>c</sup> Laboratoire d'Aérodologie, CNRS et Université Paul Sabatier, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Contents lists available at [ScienceDirect](http://www.elsevier.com/locate/csr)

## Continental Shelf Research

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/csr](http://www.elsevier.com/locate/csr)

# Investigating Rhône River plume (Gulf of Lions, France) dynamics using metrics analysis from the MERIS 300m Ocean Color archive (2002–2012)

Aurélien Gangloff<sup>a,\*</sup>, Romaric Verney<sup>a</sup>, David Doxaran<sup>b</sup>, Anouck Ody<sup>b</sup>, Claude Estournel<sup>c</sup><sup>a</sup> IFREMER, Laboratoire DYNECO/DHYSED, PB70 29280 Plouzane, France<sup>b</sup> Observatoire Océanologique, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, UMR 7093 – CNRS/UPMC, 181 Chemin du Lazaret, 06230 Villefranche sur Mer, France<sup>c</sup> Laboratoire d'Aérodologie, CNRS et Université Paul Sabatier, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

## ARTICLE INFO

## Keywords:

River plume metrics  
Sediment dynamics  
MERIS  
Ocean color data  
Suspended particulate matter  
Gulf of Lions

## ABSTRACT

In coastal environments, river plumes are major transport mechanisms for particulate matter, nutrients and pollutants. Ocean color satellite imagery is a valuable tool to explore river turbid plume characteristics, providing observations at high temporal and spatial resolutions of suspended particulate matter (SPM) concentration over a long time period, covering a wide range of hydro-meteorological conditions. We propose here to use the MERIS-FR (300m) Ocean Color archive (2002–2012) in order to investigate Rhône River turbid plume patterns generated by the two main forcings acting on the north-eastern part of the Gulf of Lions (France): wind and river freshwater discharge. Results are exposed considering plume metrics (area of extension, south-east-westernmost points, shape, centroid, SPM concentrations) extracted from satellite data using an automated image-processing tool. Rhône River turbid plume SPM concentrations and area of extension are shown to be mainly driven by the river outflow while wind direction acts on its shape and orientation. This paper also presents the region of influence of the Rhône River turbid plume over monthly and annual periods, and highlights its interannual variability.

## 1. Introduction

Understanding particulate matter dynamics over continental margins is a challenging issue for environmental purposes as fine particles are vectors of pollutants such as heavy metals or radionuclides. In the North-Eastern (NE) part of the Gulf of Lions (GoL), located in the North-Western (NW) part of the Mediterranean Sea (Fig. 1), the Rhône River is the main source of sediments (Bourrin and Durrieu de Madron, 2006). These particles can be trapped within the prodelta located just downstream from the river mouth (Radakovitch et al., 1999; Roussiez et al., 2005) or advected along the shelf as suspended particulate matter (SPM), directly within the river plume or indirectly, after wave-induced resuspension events, occurring mainly during winter storms (Dufois et al., 2014). This work focuses on the SPM advected directly from the Rhône River mouth into the GoL through the plume dynamics.

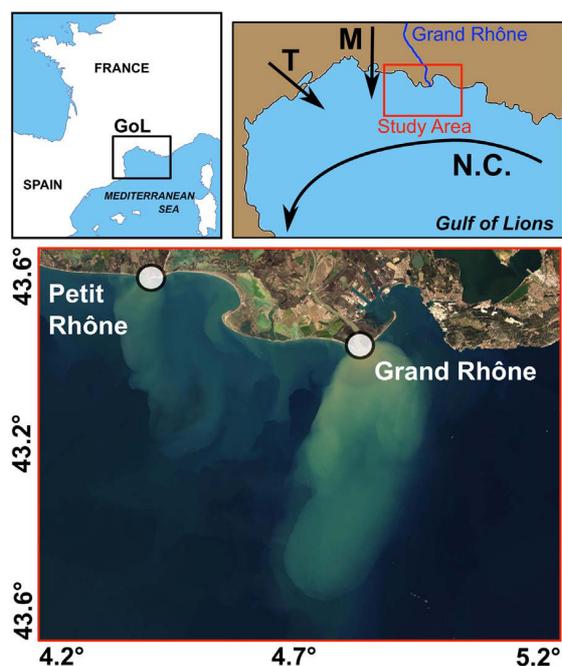
The Rhône is one of the major rivers of the Mediterranean basin, the most important in the GoL, flowing from Swiss Alps (Lac Lemman) to the Mediterranean Sea, where it divides in two branches, about 50 km upstream the main river mouth: the Grand Rhône and the Petit Rhône (see Fig. 1). The river drains continental waters over a 97,800 km<sup>2</sup>

catchment area, covering different climatic zones such as alpine, oceanic and Mediterranean ones (Maillet et al., 2006). The mean annual discharge of the Rhône River is 1700 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, and about 90% (~1500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) is distributed to the GoL via the Grand Rhône (Fanget et al., 2013). Annual, decennial, centennial and millennial floods water discharges for Rhône River are of about 5000, 8400, 11,300 and 14,100 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, respectively (Maillet et al., 2006), leading to about 4500, 7600, 10,200 and 12,700 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> for the Grand Rhône River, respectively. For the following study, we chose to focus on the Grand Rhône River plume only.

The Rhône River plume dynamics has been studied for several years through observations like sea temperature monitoring with TIROS-N satellite database by Demarcq and Wald (1984), showing that the plume response time is short, about 5 h for average river discharges ( $Q_w$  – typically around 1500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) and increases with river outflow, above 24 h for river discharge values of 4350 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> for instance. They also highlighted that the plume is clearly deflected on the right side of the wind, with an average angle of deflection of 50°. However, the thermal plume depth sensed by AVHRR is very thin (O(10 μm)) (Wieliczka et al., 1989) compared to turbid plume depth (O(0.1 m) to O(1 m)), so results are not fully comparable, but provide complemen-

\* Corresponding author.

E-mail address: [aurelien.gangloff@ifremer.fr](mailto:aurelien.gangloff@ifremer.fr) (A. Gangloff).



**Fig. 1.** RGB (Landsat 8 OLI image recorded on 23rd february 2014) map of the study area and geolocalisation of Petit Rhône and Grand Rhône river mouths. Northern Current (N.C.), Mistral (M) and Tramontane (T) winds are indicated by black arrows on the GoL map on the top-right illustration.

tary knowledge about the near surface dynamics. Forget et al. (1990) also showed, through VHF radar analysis, that for low river discharges ( $500\text{--}800\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) and calm wind conditions, summer breezes ( $< 5\text{ m s}^{-1}$ ) are able to push the plume front toward the river mouth over a distance of about 10 km in a few hours. Broche et al. (1998), relying on field and VHF data measurements, reported that flow intensity variations have a weak influence on the plume's shape but act on its vertical thickness and its internal velocity variations. They also highlighted that strong western winds can deflect the plume eastward within a few hours. The Rhône River plume dynamics was also investigated through numerical modelling. Estournel et al. (1997) showed that the river plume is highly sensitive to wind, yet two types of plumes were brought to the fore, associated to the two predominant wind regimes in the climate of the Gulf of Lions. The typical plume shapes observed are the following: detached from the coast and orientated southwestward, or thin and running along the coast, orientated westward, for northern and southeastern winds, respectively. Marsaleix et al. (1998) added that for simulations forced by northwestern winds of different intensities, the seaward deflection is significant for wind velocities higher than  $7\text{ m s}^{-1}$ . These studies focused on freshwater river plume dynamics and not on the turbid plume one, which could not necessarily behave identically. Also, they focused on short time periods (daily to monthly analysis). In the present paper, we will investigate the turbid plume dynamics over a 10 years database, allowing event to decennial analysis. Recent works on the studied area attempted to characterize the turbid plume. For high river discharge ( $\sim 4000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) and calm conditions (northwestern wind with velocity  $< 3\text{ m s}^{-1}$ ), Many et al. (2016) observed a plume expanding up to 30 km off the coast, with a thickness decreasing seaward from 20 m to 5 m, as well as for its depth-averaged SPM concentration, decreasing from 15 down to  $5\text{ mg l}^{-1}$ . Using satellite ocean color data, Lorthiois et al. (2012) showed that the duration of a flood event has an influence on the turbid plume vertical thickness. Their results revealed that during a strong river discharge event (15 consecutive days with  $Q_w > 2000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ), the plume reached a thickness of  $\sim 5\text{ m}$ , which was not the case for a shorter event (3

consecutive days with  $Q_w > 2000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ), where the plume thickness was of  $\sim 1\text{ m}$ .

In the present paper, we propose to investigate the Rhône River turbid plume patterns and dynamics from the decennial scale down to the event scale, in relation with the main forcings prevailing on the area (Fig. 1). These forcings are: (i) the strong continental winds called Mistral (from the North) and Tramontane (from the North-West), which curl drives the coastal currents direction (Estournel et al., 2003); (ii) the Rhône River discharge and (iii) the general circulation following the slope of the GoL shelf, called the Northern Current (Millot, 1990), south the area of interest. The study area, which is located on the inner shelf of the GoL, is a wave-dominated area (Dufois et al., 2008) with low tidal range of about 0.3 m (Fanget et al., 2013).

Investigating turbid plume patterns and their relation with forcings requires to have a long time-period dataset, representative of the meteorological/hydrological conditions. Satellite imagery has proven to be a valuable tool to assess turbidity or SPM concentration from ocean color data in estuaries (Hudson et al., 2016) and coastal zones such as the North Sea (Gohin, 2011; Nechad et al., 2010), the Bay of Biscay (Gohin et al., 2005), the Danube River (Constantin et al., 2016; Güttler et al., 2013), the Adour River (Petus et al., 2010, 2014), the Gironde estuary (Doxaran et al., 2006, 2009) or the Gulf of Lions (Lorthiois et al., 2012; Ody et al., 2016) for instance. Ocean color satellite imagery can be used to study turbid plume metrics such as its extension area in relation with hydrological and meteorological forcings, as it has already been done for the Mississippi River plume (Walker, 1996; Walker et al., 2005), the Adour River plume (Petus et al., 2014) or the Ebro River plume (Fernández-Nóvoa et al., 2015).

Based on the 10-year MERIS-300m archive, the main objectives of this study are:

1. To report the inter-annual and seasonal variability of the Rhône River turbid plume in terms of area of extension, averaged SPM concentration and maximum SPM concentration;
2. To highlight turbid plume patterns in response to typical forcings acting on the study area, exploring various metrics, such as its area of extension, its centroid, its shape or its extreme points (southernmost, westernmost and easternmost).

## 2. Materials and methods

### 2.1. MERIS-300m database

Entering the water, solar irradiance interacts with its constituents and a part of the signal is scattered backward out of the water column. Ocean color sensors measure the spectral characteristics of this back-scattered signal. This water-leaving radiance (in  $\text{W m}^{-2}\text{ nm}^{-1}\text{ sr}^{-1}$ ) can be normalized by the downward irradiance (in  $\text{W m}^{-2}\text{ nm}^{-1}$ ) just above the surface at different wavelengths. This normalized radiance is called the remote sensing reflectance ( $R_{rs}$ , in  $\text{sr}^{-1}$ ) and can be expressed in terms of inherent optical properties (IOPs), such as the total back-scattering and absorption coefficients, depending on the nature and concentration of a substance. After atmospheric correction processes, it is then possible to retrieve the concentration of substances in the surface water layer sensed by ocean color sensors (optical depth). In the present study, the medium-spectral resolution imaging spectrometer MERIS-300m seawater reflectance data was used to evaluate SPM concentrations on the study area (Fig. 1). Archived data are available from 2002 to 2012 with a global coverage every 3 days.

Data was collected via the online GIS COOC data portal (<http://kalicotier.gis-cooc.org/>), providing two reflectance products of MERIS Full Resolution. The first one is based on the atmospheric correction processor MEGS8.1 (third reprocessing of the MERIS Ground Segment prototype processor), standard processor for the MERIS sensor (Müller et al., 2015) which uses a neural network algorithm applied for atmospheric correction specific for the retrieval of case2 water con-

stituents (Doerffer and Schiller, 2007). The second one is based on the SAABIO (Semi-Analytical Atmospheric and Bio-Optical) processor (Gernez et al., 2014), using MEGS8.1 with a different bright pixel atmospheric correction and without the case2 regional neural network for computing SPM concentration.

The standard SPM product, available from the MEGS8.1 neural network (Doerffer and Schiller, 2007) was tested, as well as three other regional algorithms identified hereafter as SPM1, SPM2 and SPM3. SPM1 and SPM2 were derived from field data collected during the TUCPA (2014) and the PLUMRHO (2015) experiments, as well as SPM3, following the formulation of the generic model developed by Nechad et al. (2010). These algorithms use the  $Rrs$  at 620 nm and/or 665 nm and are the following:

a linear regression, associating SPM concentration ( $\text{mg l}^{-1}$ ) to  $Rrs$  in the 665 nm band (Ody et al., 2016),

$$SPM1 = 1515 \times Rrs_{665} - 0.088$$

another linear regression, using the mean of the 665 nm and the 620 nm bands,

$$SPM2 = 1420 \times \frac{Rrs_{620} + Rrs_{665}}{2} - 0.12$$

and a non-linear regression, derived from the generic model of Nechad et al. (2010) and using the 665 nm band,

$$SPM3 = \frac{A \times \rho_{665}}{1 - \frac{\rho_{665}}{C}} + B$$

where  $\rho_{665} = \pi Rrs_{665}$  is the water leaving reflectance at 665 nm, coefficient  $C = 0.1728$  was theoretically calculated for the MERIS 665 nm band in Nechad et al. (2010), and coefficients  $A = 213$  and  $B = -0.0785$  were optimized for our region of interest considering data collected during the two field experiments mentioned above.

The performances of the standard SPM product and the regional SPM algorithms were evaluated using SPM matchups. These matchups are *in situ* measurements close in time ( $< 6$  h) and space (nearest pixel) to the satellite acquisition and were obtained during field campaigns from 2010 to 2012 (Table 1). The same sampling and filtering protocol was used for each campaign. They cover a range of SPM concentration from  $0.8 \text{ mg l}^{-1}$  to  $32 \text{ mg l}^{-1}$ , with a mean of  $8.2 \text{ mg l}^{-1}$ . The MEGS8.1 standard product showed very good performances with a mean relative error  $\varepsilon_r$  of 40.0%, a  $R^2$  of 79.4 and root mean square errors  $RMSE$  for SPM concentrations  $\leq 10 \text{ mg l}^{-1}$  and  $> 10 \text{ mg l}^{-1}$  of 2.56 and  $6.45 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. The semi-empirical relation described by Nechad et al. (2010) for the SAABIO product also showed good statistical results with a  $\varepsilon_r$  of 37.0%, a  $R^2$  of 79.3% and  $RMSE$  for SPM concentrations  $\leq 10 \text{ mg l}^{-1}$  and  $> 10 \text{ mg l}^{-1}$  of 2.02 and  $6.52 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. Both algorithm results were close and, in order to minimize data processing, the standard SPM product was chosen for this study.

A step-by-step statistical method (Fig. 2) was applied to raw SPM concentrations maps in order to discard images with too many flagged pixels on Rhône River turbid plume as follows:

1. Over all available images, a statistical analysis of SPM concentration was performed on the area of interest to determine a SPM threshold in order to identify the turbid plume from the background SPM concentration. For all images, SPM concentration distribution was analysed and the percentile 95 (the  $p$ th percentile value is such that  $p\%$  of the data are less than this value and  $(100-p)\%$  are higher), *i.e.*  $3 \text{ mg l}^{-1}$ , was chosen to be representative of the presence of the turbid plume.
2. Considering this threshold, a region of plume presence (ROPP) was identified using all available images, corresponding to pixels where at least 5% of the SPM concentrations were above  $3 \text{ mg l}^{-1}$ . This threshold is discussed later in Section 4.
3. SPM concentration images with less than 80% of valid pixels on the ROPP were discarded from the dataset.
4. A gap-filling method (García, 2010), based on the discrete cosine transform and which has already proven its ability to deal with geophysical data analysis (Wang et al., 2012) was applied on the remaining images to build cloud-compensated images.

Finally, the dataset used for the present study is composed of the MERIS-300m acceptable data available on the area, *i.e.* 806 daily images from August 14th, 2002 to April 7th, 2012, then covering about 23% of this period.

## 2.2. Turbid plume metrics extraction and data analysis

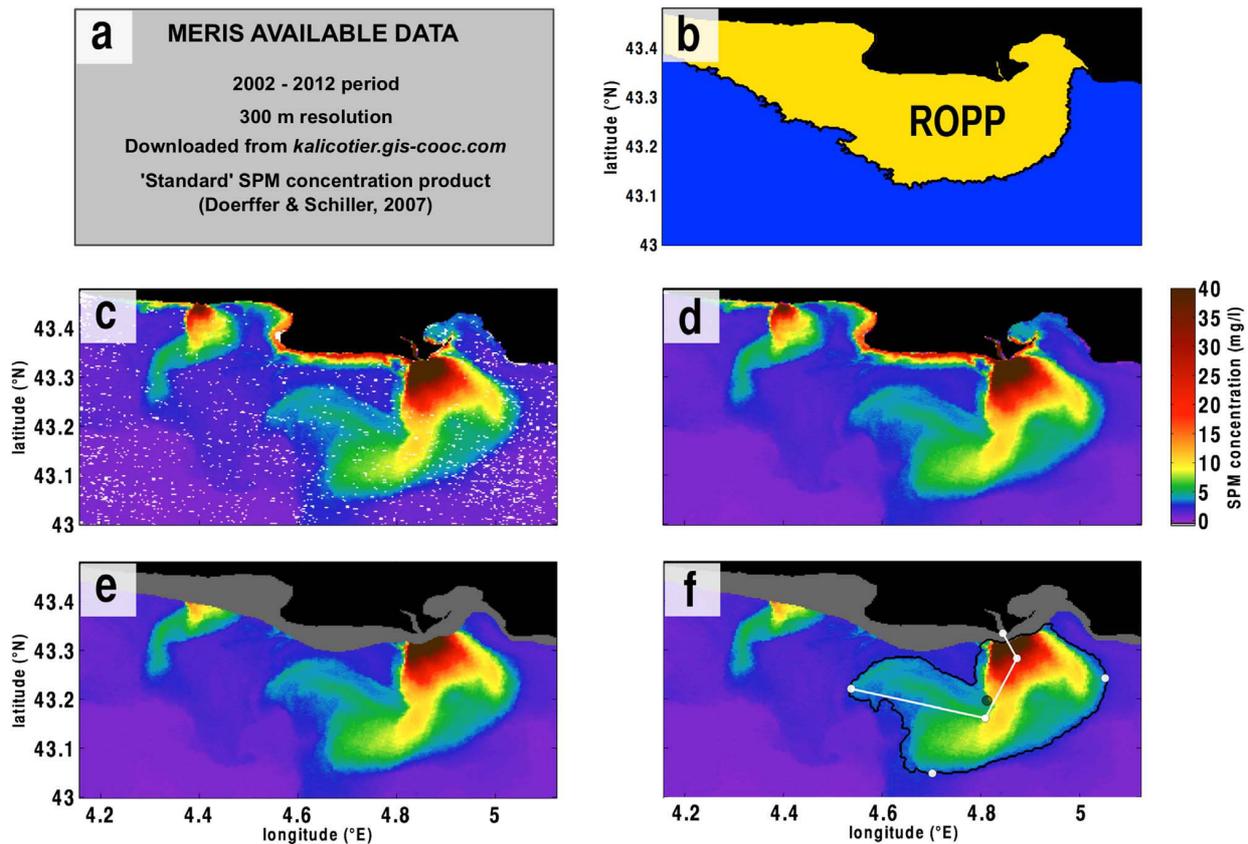
The Rhône River turbid plume is characterized by high SPM concentrations near the river mouth, decreasing with the cross-shore distance due to mixing, dilution and particle settling. Considering the shallow waters of the prodelta area and its waves exposure, deposited particles can be resuspended. As ocean color analysis does not permit yet to distinguish if SPM is either resuspended or directly coming from the river, we decided to remove all data where water depths are below 20 m, that we assume to be potentially impacted by wave-induced resuspension.

In order to delineate the turbid plume from clearer waters, the threshold denoting the presence of the turbid plume ( $3 \text{ mg l}^{-1}$ ) was applied to the dataset. A routine was developed to identify the turbid plume boundary and extract different metrics information: the area of extension ( $\text{km}^2$ ); the southernmost, westernmost and easternmost positions, the centroid location and the schematic shape, called 'skeleton' in the present paper. Mean and maximum near-surface SPM concentrations within the turbid plume were also computed to provide information on seasonal and inter-annual variability of the turbid plume. Seasonal and inter-annual SPM spatial distributions were calculated considering the average of identified plumes.

In order to extract the area of extension of the Rhône River turbid plume, the number of pixels within its boundary was summed and converted to area unit (in  $\text{km}^2$ ). Southernmost, westernmost and easternmost points were isolated directly from the boundary and the centroid corresponds to the average position of the pixels constituting

**Table 1**  
Number of matchups (N),  $\varepsilon_r$  (%),  $RMSE$  ( $\text{mg l}^{-1}$ ) and  $R^2$  coefficients for tested algorithms. The selected product (Doerffer and Schiller, 2007) is highlighted in green.

| Product | Algorithm                          | $\varepsilon_r$ (%) | $RMSE_{SPM \leq 10}$ ( $\text{mg l}^{-1}$ ) | $RMSE_{SPM > 10}$ ( $\text{mg l}^{-1}$ ) | $R^2$ (%) | N  |
|---------|------------------------------------|---------------------|---------------------------------------------|------------------------------------------|-----------|----|
| MEGS8.1 | TSM1 ( $Rrs_{665}$ )               | 41.8                | 2.86                                        | 6.69                                     | 76.5      | 42 |
| MEGS8.1 | TSM2 ( $Rrs_{665}$ & $Rrs_{620}$ ) | 46.8                | 2.83                                        | 5.84                                     | 80.8      | 43 |
| MEGS8.1 | TSM3 ( $Rrs_{665}$ )               | 40.1                | 1.61                                        | 7.71                                     | 73.7      | 42 |
| MEGS8.1 | Standard (NN)                      | 40.0                | 2.56                                        | 6.45                                     | 79.4      | 46 |
| SAABIO  | TSM1 ( $Rrs_{665}$ )               | 47.9                | 3.37                                        | 9.18                                     | 62.6      | 42 |
| SAABIO  | TSM2 ( $Rrs_{665}$ & $Rrs_{620}$ ) | 53.1                | 3.39                                        | 8.68                                     | 65.8      | 43 |
| SAABIO  | TSM3 ( $Rrs_{665}$ )               | 37.0                | 2.02                                        | 6.52                                     | 79.3      | 42 |



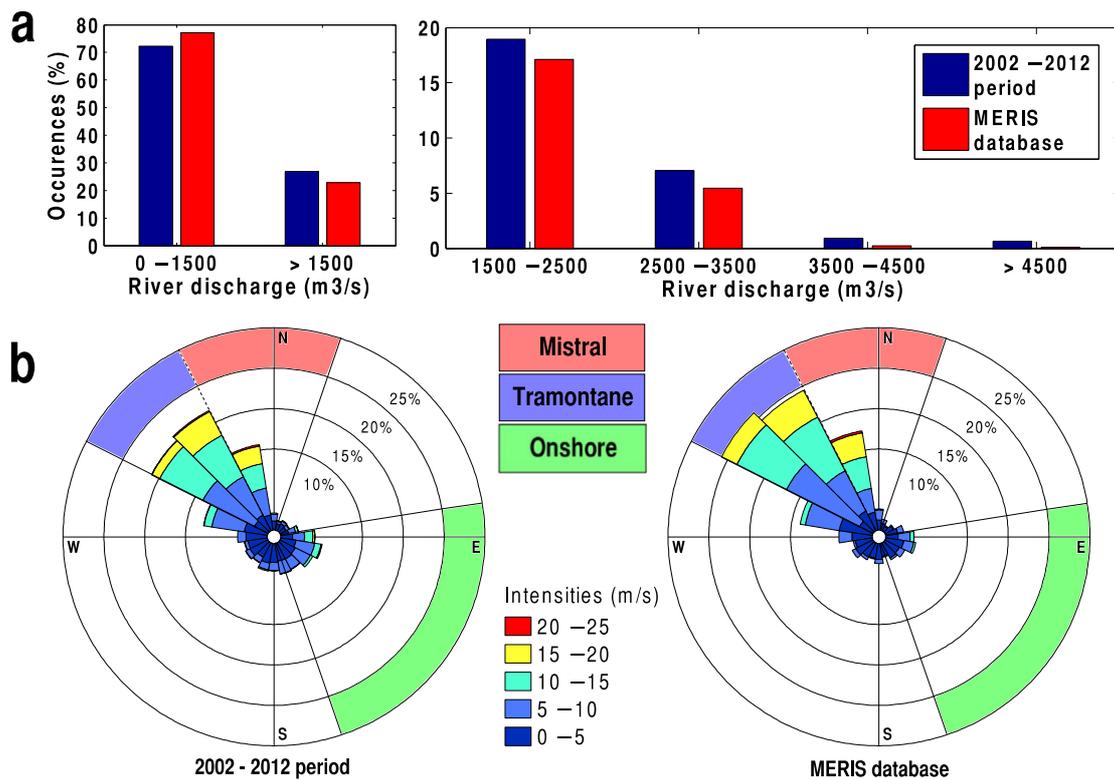
**Fig. 2.** Summary of image selection and metrics extraction data processing: example of January 8th, 2012. MERIS available data, summarized in (a), is used to determine the ROPP, which corresponds to the area where, for at least 5% of all images, pixel value is over the SPM concentration threshold of  $3 \text{ mg l}^{-1}$  (yellow domain in -b). For selected images (where at least 80% of the data is available on the ROPP) containing flagged pixels (white ones in -c), a gap-filling method is applied (d). To avoid wave-induced resuspension and thus better identify the Grand Rhône turbid plume, pixels where water depths are below 20 m are flagged (grey ones in -e). Metrics are finally estimated considering a SPM concentration threshold of  $3 \text{ mg l}^{-1}$ . (f): Plume centroid is represented here by a black dot, plume extension by the solid black line (area =  $655 \text{ km}^2$ ), southernmost, westernmost and easternmost points are the white dots on the turbid plume's boundary, proximal and distal centroids are represented by the white dots inside the boundary. The skeleton is represented by the white line. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the identified plume, regardless of their weight in terms of SPM concentration. The turbid plume schematic shape (skeleton) was computed considering the concentration gradient and the extreme points locations. The identified plume was divided in two parts: a proximal part (high SPM concentration), and a distal part (less concentrated). To identify each part, the same method aiming to isolate the turbid plume from clearer waters was applied inside the plume. The percentile 90 of the SPM concentrations of the plume was used as a threshold to separate distal and proximal parts, for each image. Centroids for both parts were computed and the turbid plume's skeleton was constructed joining (1) the Rhône River mouth, (2) the proximal plume's centroid, (3) the distal plume's centroid, and (4) one of the extreme points (southernmost, westernmost and/or easternmost), depending on the plume shape. If the plume is stretched out seaward, southernmost point is selected. If not, either the westernmost or the easternmost point is selected, depending in which direction it stretches out the most; and if the plume spreads out almost equally to the East as to the West, both easternmost and westernmost points are considered. Turbid plume metrics are shown on Fig. 2f.

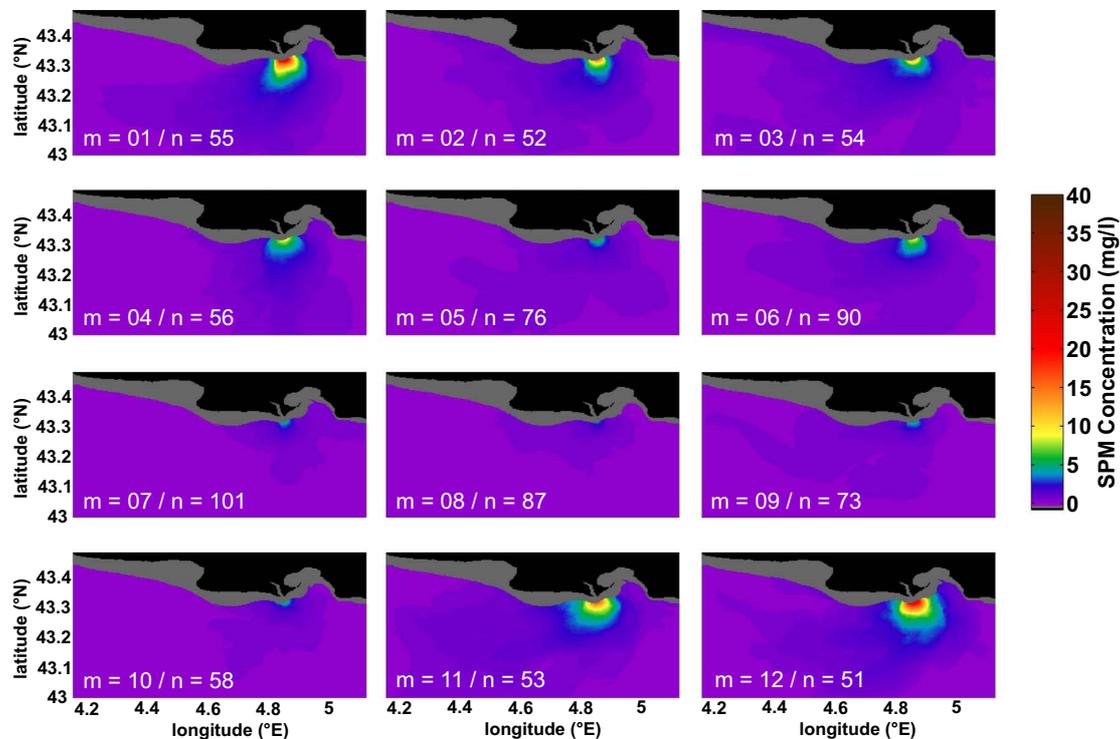
To highlight Rhône River turbid plume patterns, relationships between plume metrics and meteorological/hydrological forcings were investigated. We chose to study the plume response to the Rhône River water discharge ( $Q_w$ , in  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the wind velocity (in  $\text{m s}^{-1}$ ) and wind direction (in degrees). The Rhône River discharge data were obtained from the French freshwater office database (<http://www.hydro.eau-france.fr>), covering the study time period with daily measurements at

the Beaucaire station (58 km upstream the Grand Rhône mouth). Wind velocity and direction at 10 m above sea level were extracted from three meteorological models provided by Météo-France to cover the entire study time period: the ALADIN model for the 19/06/2002–20/03/2006 period, the ARPEGE model for the 20/03/2006–24/11/2011 period, and the ARPEGE-HR model for the 24/11/2011–08/04/2012 period. Each image was associated with a river discharge value, a wind velocity and a wind direction. To consider turbid plume response time to these forcings, water outflow was averaged over the three days before satellite data acquisition. Concerning the wind, pioneer work made by Demarcq and Wald (1984) indicated that the plume response time to wind forcing generally varied between few hours to 12 h and can be exceptionally higher, above 24 h for high water discharge values ( $Q_w > 4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Thus, we chose to associate each image to a wind (direction and intensity) averaged over 12 h before satellite acquisition.

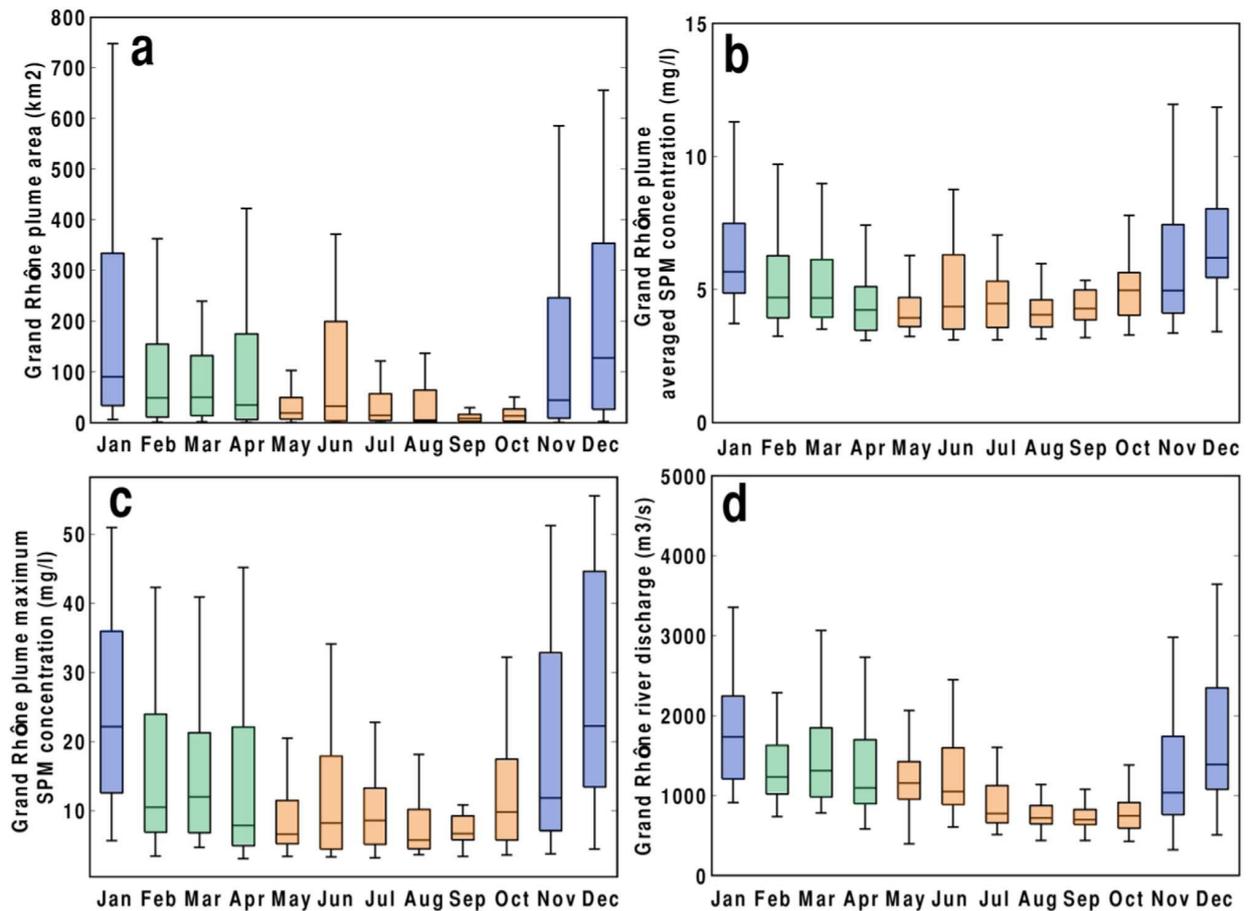
Cloud-covered images were discarded from the dataset and MERIS-300m data does not provide daily acquisitions. Therefore the representativeness of the final dataset was investigated: the Rhône River water discharge (Fig. 3a) and wind conditions (Fig. 3b) over 2002–2012 were compared with the conditions associated to each image. Results showed a good agreement of water discharge ranges with a slightly overrepresentation of dry conditions (+ 5% for  $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), balanced by an underrepresentation of higher discharge values (– 5% for  $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Considering winds, southern and eastern winds are underrepresented, and it is especially the case for strong SE winds ( $> 10 \text{ m s}^{-1}$ ). These onshore winds, mainly blowing during the winter period, are known



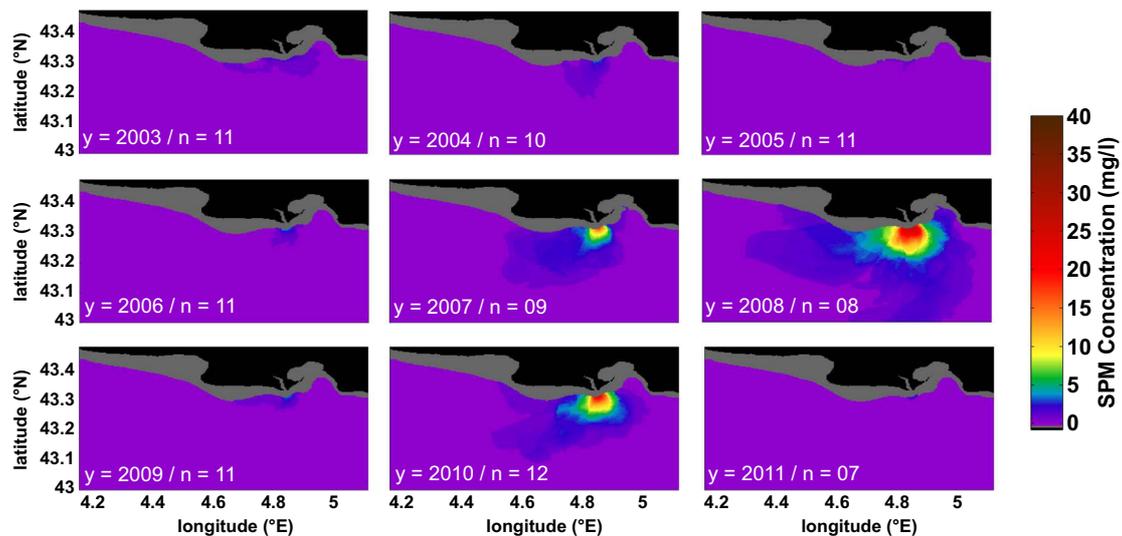
**Fig. 3.** Meteorological conditions representativeness of the MERIS dataset used in this study for (a) Grand Rhône River discharges (occurrences in %) and (b) averaged wind directions and intensities over 2002–2012 (left part – daily average) and for the MERIS dataset (right part – daily average). Blue bars in (a) represent typical outflow conditions and red bars the conditions associated to the post-processed MERIS data.



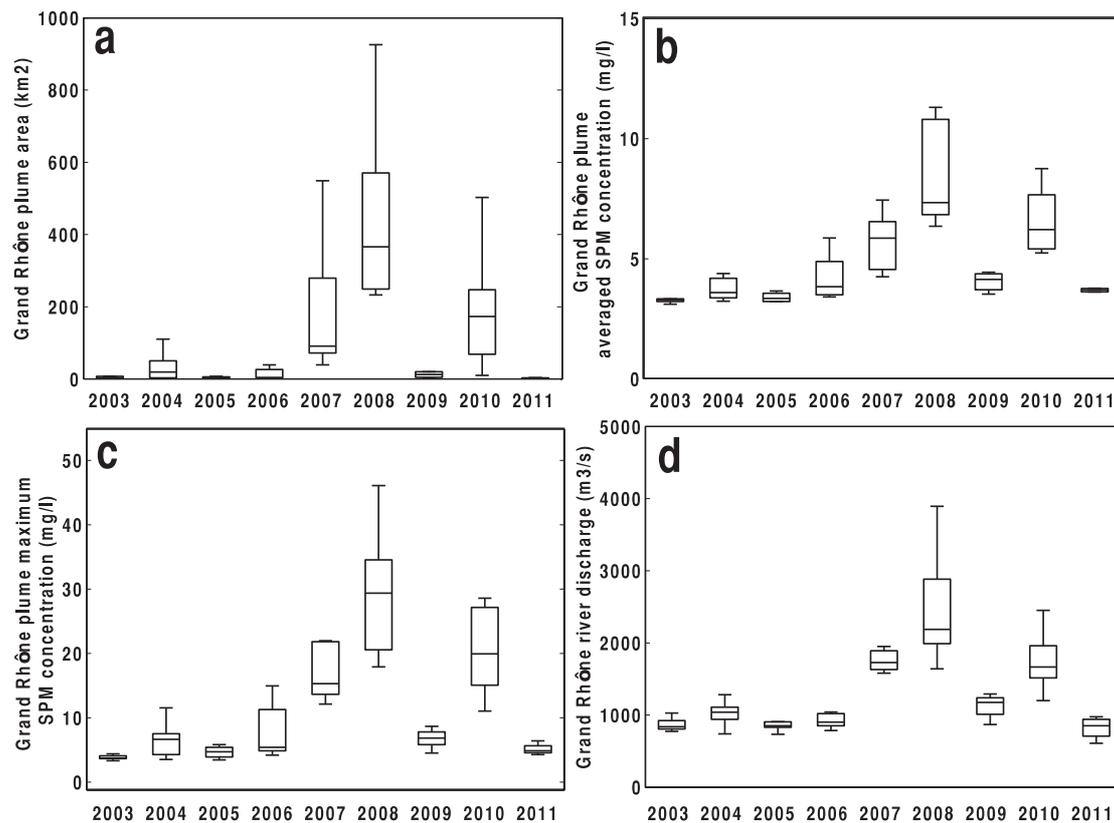
**Fig. 4.** Monthly averaged plume SPM concentration maps over the 2002–2012 period. SPM concentrations values corresponding to water depths lower than 20 m are flagged (grey color). *m* and *n* are months and the number of images used for the averaging, respectively.



**Fig. 5.** Monthly averaged data and products considering water depths higher than 20 m for Grand Rhône River plume (a) extension (km<sup>2</sup>), (b) averaged SPM concentration (mg l<sup>-1</sup>) and (c) maximum SPM concentration (mg l<sup>-1</sup>) calculated over the 2002–2012 period. Outflow variability over this period is presented in (d). Colours represent the three different seasons identified. Line inside each box: median; lower and upper whiskers: minimum and maximum values not considering the outliers\*, respectively; lower and upper box limits: first and third quartiles, respectively. \*outliers are defined to be greater than  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  or less than  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , where  $q_1$  and  $q_3$  are first and third quartiles, respectively, and  $w$  is the whisker value.



**Fig. 6.** Interannual variability of Rhône River turbid plume for the month of June. SPM concentrations values corresponding to water depths lower than 20 m are flagged (grey color).  $y$  and  $n$  are years and number of images used for the averaging, respectively.



**Fig. 7.** Metrics yearly statistics for the month of June considering water depths higher than 20 m for Grand Rhône plume (a) extension ( $\text{km}^2$ ), (b) averaged SPM concentration ( $\text{mg l}^{-1}$ ) and (c) maximum SPM concentration ( $\text{mg l}^{-1}$ ) calculated over the 2002–2012 period. Outflow variability over this period is presented in (d). Lines inside each box: median; lower and upper whiskers: minimum and maximum values not considering the outliers\*, respectively; lower and upper box limits: first and third quartiles, respectively. \*outliers are defined to be greater than  $q_3 + w \times (q_3 - q_1)$  or less than  $q_1 - w \times (q_3 - q_1)$ , where  $q_1$  and  $q_3$  are first and third quartiles, respectively, and  $w$  is the whisker value.

to bring clouds over the study area, which explains the underrepresentation highlighted by the analysis. Fig. 3b clearly identifies two main wind sectors, characteristic of the study area: north-western to northern ones ( $295\text{--}15^\circ$ ) and south-eastern ones ( $80\text{--}160^\circ$ ), qualified hereafter as “onshore winds”. We therefore chose to consider these two sectors to study relationships between plume metrics and meteorological forcings.

### 3. Results

#### 3.1. Seasonal and interannual variability of the Rhône River turbid plume

The Rhône River turbid plume dynamics is studied through monthly averaged near-surface SPM concentration maps over the 2002–2012 period (Fig. 4) and the analysis of metrics statistics such as plume area and its maximum and mean SPM concentrations ( $C_{mean}$  and  $C_{max}$ , respectively – Fig. 5).

Results presented in Fig. 4 show that during November, December and January, the Rhône River turbid plume is the largest and the most concentrated, with averaged concentrations always higher than  $15 \text{ mg l}^{-1}$  near the river mouth (for water depth higher than 20 m) and up to  $5 \text{ mg l}^{-1}$  10 km offshore. Statistics in Fig. 5 show that, during this period of the year, for 25% of the time, the plume expands over  $250 \text{ km}^2$  (over  $320 \text{ km}^2$  for December and January) and  $C_{mean}$  and  $C_{max}$  reach values from 7 to  $8 \text{ mg l}^{-1}$  and  $33\text{--}44 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. From February to April, the turbid plume covers a smaller area (with median values always below  $50 \text{ km}^2$ ) and is less turbid than for the three previous months as averaged concentrations never exceed  $14 \text{ mg l}^{-1}$  near the river mouth (maximum recorded in February). For 25% of the time, the turbid plume expands on  $130\text{--}160 \text{ km}^2$ , with

$C_{mean}$  and  $C_{max}$  values ranging from 5 to  $6 \text{ mg l}^{-1}$  and  $21\text{--}24 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. From May to October, a small (median area ranging from 5 to  $32 \text{ km}^2$ ) and diluted plume is observed, featured by low average concentrations:  $C_{mean}$  and  $C_{max}$  median values range from 4 to  $5 \text{ mg l}^{-1}$  and  $6\text{--}10 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. This seasonal trend of the turbid plume area,  $C_{mean}$  and  $C_{max}$  is also observed for the Grand Rhône River discharge. Fig. 5 also shows an interannual variability for the turbid plume area,  $C_{mean}$  and  $C_{max}$ , which is the strongest for the months where the turbid plume is the largest. This variability can be explained by the variability of the Rhône River discharge and related sediment input, following exactly the same trend. During the summer/autumn period, June is atypical as metrics show unexpected high variability: values of first and third quartiles range from 4 to  $200 \text{ km}^2$  and  $4.5\text{--}17 \text{ mg l}^{-1}$  in terms of area and maximum concentration, respectively. This month is particularly interesting because of its dispersion and that the median value for all these metrics is similar to the one of the month of February for instance, where larger and more concentrated plumes are expected. This dispersion is explained by the strong inter-annual variability of the Rhône River turbid plume metrics, shown on Figs. 6 and 7. A year-by-year statistical analysis highlights that the years 2007–2008–2010, where large and concentrated plumes were observed, correspond to wet years, with median river discharges higher than  $1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

#### 3.2. Turbid plume dynamics: response to hydro-meteorological forcings

As monthly average results showed strong variability, it is interesting to use daily (when available) information of the Rhône River turbid plume metrics to investigate its high frequency variability and to link it

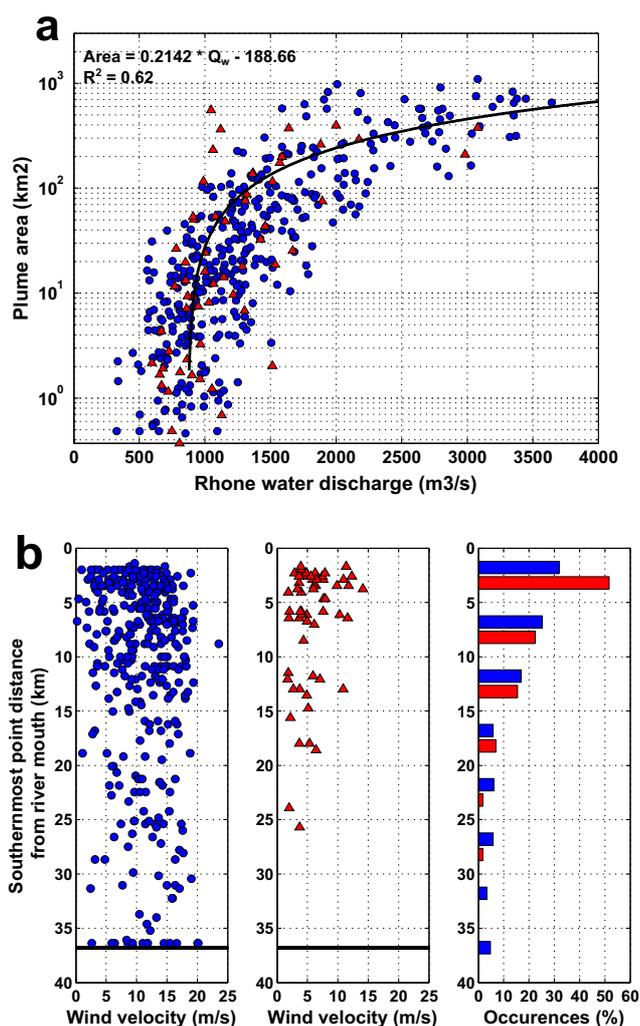


Fig. 8. Rhône River turbid plume response to (a) water discharge and (b) prevailing winds. Blue and red colours are associated to Mistral + Tramontane winds (295–15°) and onshore winds (80–160°), respectively. The solid black line in (b) represents the southern boarder of the study area. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

to the hydro-meteorological forcings. To this end, the turbid plume metrics were separated in two groups, depending on the prevailing winds direction: offshore winds (Mistral and Tramontane – 335–15°) and onshore winds (80–160°). These two groups represent 71% of the database.

The positive trend observed at the seasonal scale between water discharge (3 days average) and turbid plume area is confirmed by the high frequency analysis (Fig. 8a). For outflows higher than 1500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, the turbid plume expands on a surface always larger than 10 km<sup>2</sup>, 20% of the time larger than 100 km<sup>2</sup> and can reach values up to more than 1000 km<sup>2</sup>. For dry conditions ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the turbid plume is often small (44% under 10 km<sup>2</sup> and 92% under 100 km<sup>2</sup>) but can expand very episodically up to 550 km<sup>2</sup> for onshore winds. This same positive trend can be observed on Fig. 9a, linking the circles size (representing plume area) to the color scale (representing the Grand Rhône River discharge), for offshore winds conditions. For dry conditions ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the turbid plume's centroid is located for 95% of the time at less than 7 km seaward from the Grand Rhône River mouth (43.2662° N latitude). However, for water discharges higher than 1500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, the centroid is for 64% of the time located at more than 7 km seaward.

Concerning meteorological forcing, Fig. 8a shows that wind orientation does not impact the global relationship linking water discharge and turbid plume area. However, it is noticeable that for high river discharges ( $Q_w > 2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) and onshore wind conditions, the Rhône turbid plume does not expand as much as it is the case during offshore wind conditions. Indeed, for onshore winds, the area ranges from 200 km<sup>2</sup> to 400 km<sup>2</sup> (with a mean value of ~ 290 km<sup>2</sup>), whereas in offshore wind conditions, areas range from about 100 km<sup>2</sup> to more than 1000 km<sup>2</sup> (with a mean value of ~ 400 km<sup>2</sup>).

Fig. 8b highlights that onshore winds (in red) tend to confine the turbid plume along the coast as in these conditions, it never expands further than 26 km offshore (74% below 10 km) whereas Mistral and Tramontane winds stretch the plume seaward up to the limits of the study area. Wind velocity does not seem to affect directly the southern extension of the turbid plume during offshore wind conditions, unlike for onshore wind ones: the stronger the wind is, the more alongshore the plume is.

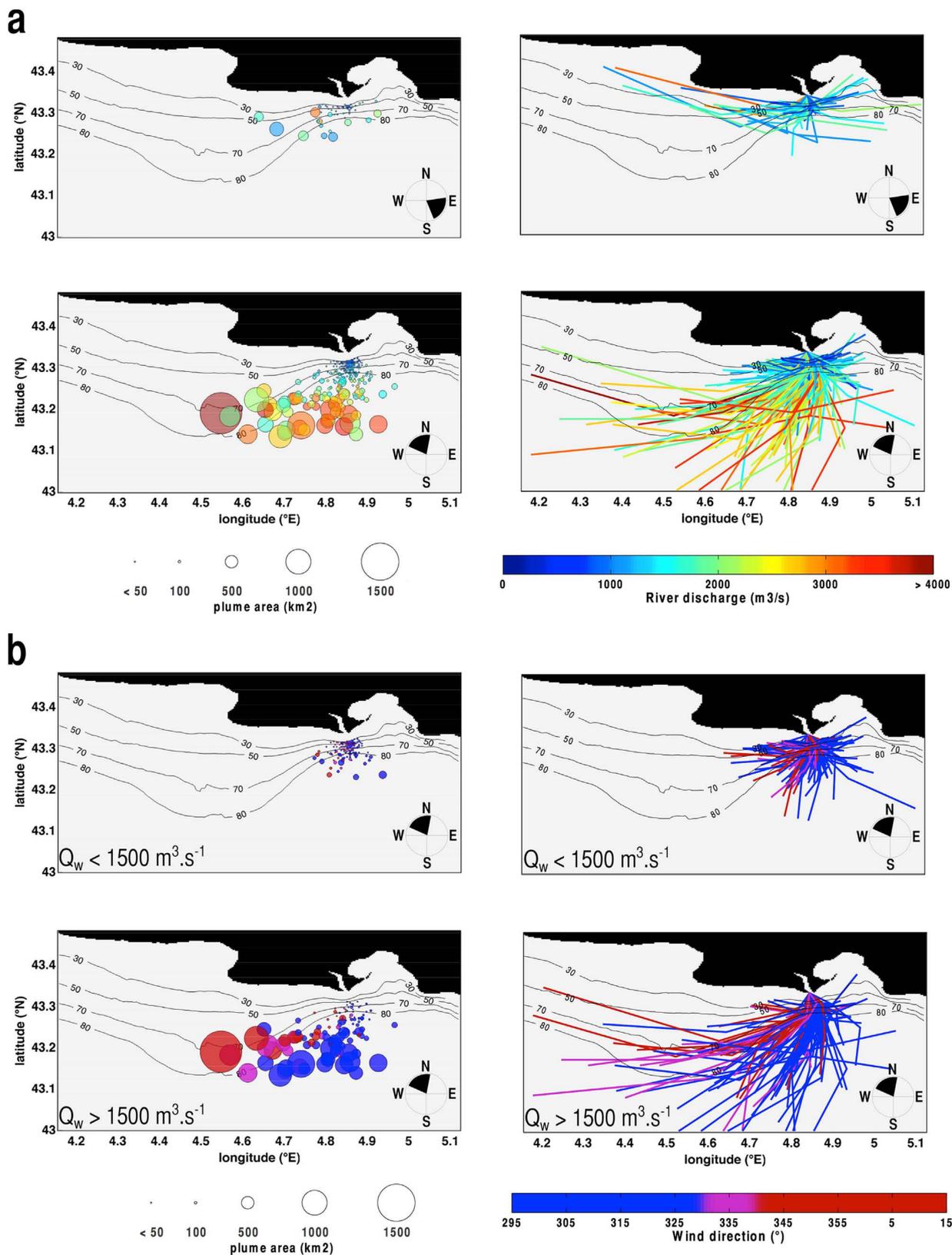
Fig. 9a also shows the confining of the turbid plume during onshore wind conditions as centroids are clearly located northern of the study area compared to Mistral and Tramontane winds. The mean offshore distance of plume centroid for various ranges of water discharges, reported on Table 2, confirms this observation. The skeleton representation of the turbid plume (Fig. 9b) also indicates that, for onshore winds, the Grand Rhône River turbid plume is located at the north of the study area, with almost isotropic orientations. For Mistral and Tramontane winds, the higher the discharge rate, the more defined the turbid plume is. Indeed, for low river discharges ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the plume orientation is almost isotropic whereas for higher discharge rates ( $Q_w \geq 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the orientation is better defined, showing a southwestward to westward deflection of the distal part of the plume, giving to the turbid plume a "coma shape".

A positive linear relationship was also derived for mean and maximum concentrations detected by the satellite as a function of the Rhône River discharge (Fig. 10). As an example, maximum concentrations range from 5 mg l<sup>-1</sup> to 35 mg l<sup>-1</sup> for average discharge range from 5 mg l<sup>-1</sup> to 35 mg l<sup>-1</sup> for average discharge range larger than 3000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Given the correlation coefficients, the river discharge explains 54% and 72% of Rhône River plume  $C_{\text{mean}}$  and  $C_{\text{max}}$ , respectively. Similarly to the turbid plume area dynamics, wind orientation does not dominantly drive the SPM concentration variations, as offshore/onshore scatters are not associated with two distinct populations. However, it is remarkable that mean and maximum concentrations during onshore wind events are significantly lower than during offshore events, and especially for low to moderate river discharges (lower than the mean river discharge). Nevertheless, these differences should be considered with attention as they could be caused by the exclusion of the very close coastal domain (*i.e.* where depth are lower than 20 m), where the plume could main develop in case of strong onshore winds. These differences are discussed in Section 4.

## 4. Discussion

### 4.1. Database constitution

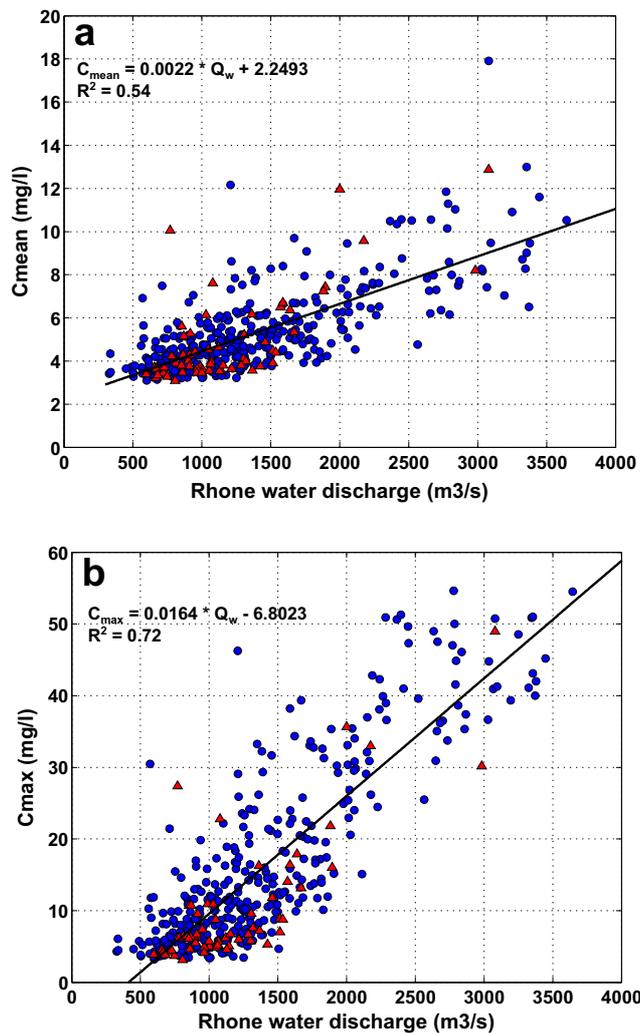
Flood conditions are responsible for 80% of the total Rhône River particulate inputs in the GoL (Roditis and Pont, 1993; Rolland, 2006) and their impact is thus of critical importance in the study of sediment dynamics. However, it is difficult to collect valuable satellite data during these events as they are often related to important rainfall, and thus cloudy weather conditions. The 806 images constituting the MERIS-300m dataset in this area cover 23% of the 08/14/2002 to 04/07/2012 period and the missing information is almost equally divided between dry ( $Q_w \leq 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) and other ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) conditions, as shown in the left illustration of Fig. 3a. Nevertheless, the study of the dataset representativeness also reveals that, for high river discharges (*e.g.*  $Q_w \geq 2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the higher is the



**Fig. 9.** Rhône River turbid plume's centroids (circles) and skeletons (solid coloured lines) for Mistral, Tramontane (NW to N) and Onshore winds (E to SE). The more extended is the plume, the bigger is the circle representing its centroid. Color is associated to (a) river discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) or (b) northern winds direction (degrees). For each illustration, a wind rose reminds the wind orientation associated. In (b), dry conditions ( $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) are separated from wet ones ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) for more visibility (indicated on illustrations). Smallest points (areas  $< 100 \text{ km}^2$ ) are blue to dark blue. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

**Table 2**  
Mean area (km<sup>2</sup>) and centroid offshore distance (km) of the Grand Rhône River turbid plume.

|                                                   | Mistral and Tramontane winds |                                             | Onshore winds                |                                             |
|---------------------------------------------------|------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------|---------------------------------------------|
|                                                   | Mean area (km <sup>2</sup> ) | Mean offshore distance of the centroid (km) | Mean area (km <sup>2</sup> ) | Mean offshore distance of the centroid (km) |
| $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$           | 28.6                         | 3.4                                         | 48.4                         | 2.9                                         |
| $1500 \leq Q_w < 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ | 234.4                        | 9.5                                         | 178.2                        | 4.9                                         |
| $Q_w \geq 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$        | 649.0                        | 15.5                                        | 376.3                        | 3.5                                         |



**Fig. 10.** Correlations between Rhône River discharge and turbid plume (a) mean SPM concentration ( $C_{\text{mean}}$ ) and (b) maximum SPM concentration ( $C_{\text{max}}$ ).

discharge, the less it is represented in the dataset: 22%, 73% and 81% of  $2500 < Q_w \leq 3500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $3500 < Q_w \leq 4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $Q_w > 4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  events are missing, respectively (right part of Fig. 3a). Concerning wind conditions, the MERIS database is shown to underrepresent meteorological conditions associated to onshore winds (Fig. 3b), with 46% of missing values for winds of velocity higher than  $4 \text{ m s}^{-1}$  (representing 13% of the events from the full dataset and only 7% in the MERIS database used for analysis). This underrepresentation

is explained by the advection of clouds over the study area by these winds. Despite these missing data, the database is sufficient to provide a good overview of the Rhône River turbid plume and explore its response to different hydro-meteorological conditions.

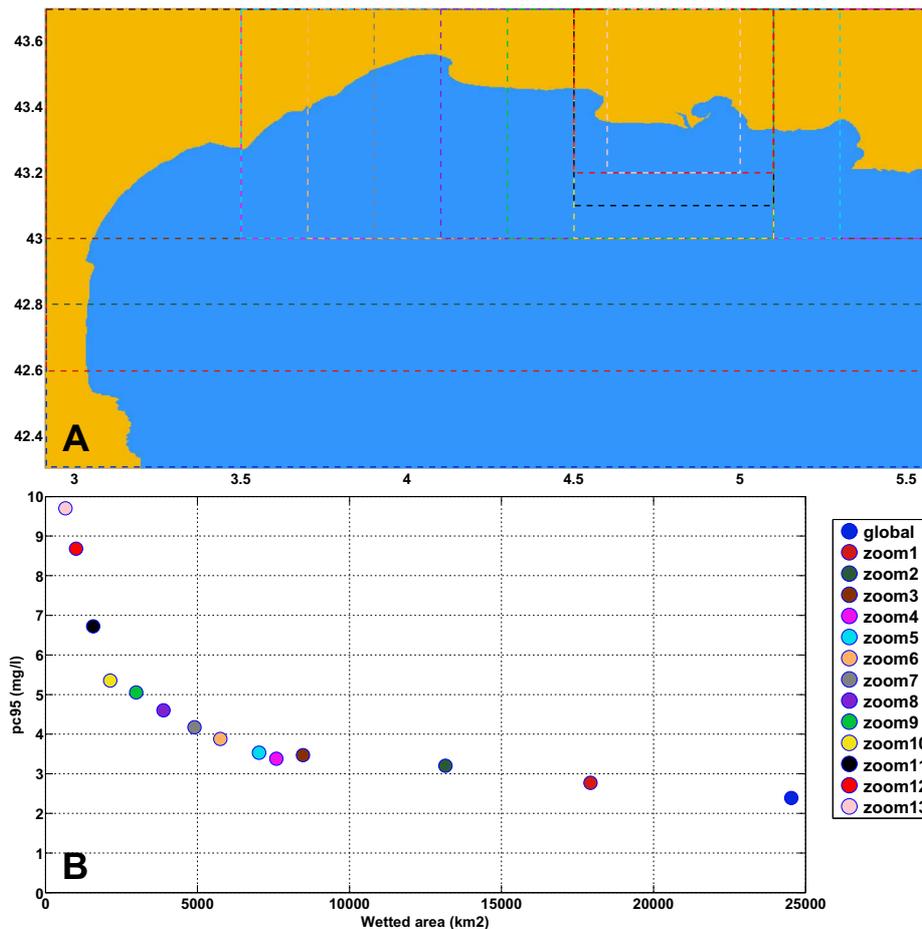
#### 4.2. Threshold for plume detection

Choosing a concentration threshold for detecting turbid plume from ambient background concentration is highly challenging. Field measurements show that marine, offshore GoL concentrations range from  $0.7$  to  $2.2 \text{ mg l}^{-1}$ . We chose, in this study, to derive the threshold from a statistical analysis of near surface SPM concentration maps. We first assumed that, in the Gulf of Lions, the presence of high turbidity at the surface is exceptional, and located either close to the coast and in the neighborhood of river mouths. Next, for embedded areas centered on the rhone river mouth (Fig. 11a), we estimated the percentile 95 of the SPM concentrations observed by the satellite in each area and for all images available. We observed that this value follows a plateau around  $3 \text{ mg l}^{-1}$  for areas larger than  $5000 \text{ km}^2$ , and suddenly increased towards the smallest areas (*i.e.* below  $5000 \text{ km}^2$ ), close to the Rhône River mouth (Fig. 11b). Hence we considered that this plateau corresponds to the ambient background concentration observed by the satellite in the GoL. We also tested the sensitivity of our analysis to this threshold, and compared the detected areas for threshold values of  $3 \text{ mg l}^{-1}$  and  $4 \text{ mg l}^{-1}$  (Fig. 12). As expected, a larger threshold results in the detection of smaller plume areas (approximately 23% lower) but this shift follows a linear trend, and hence does not impact the global analysis and the correlation or relationship between metrics and forcings.

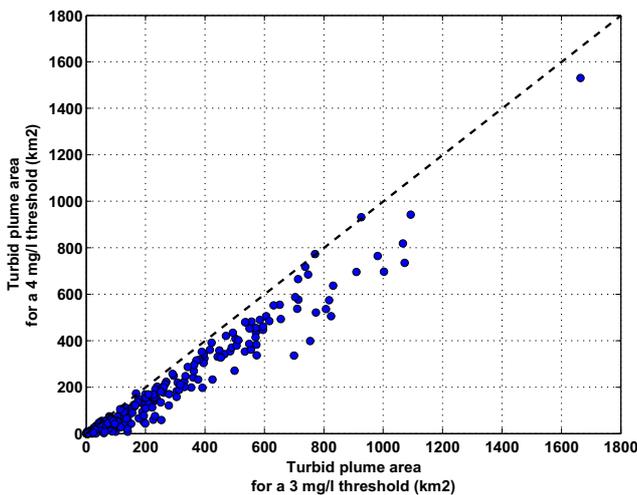
The same threshold value of  $3 \text{ mg l}^{-1}$  was used by Petus et al. (2014) in the study of the Adour River turbid plume metrics, determined from field data collected in 2007 (Petus et al., 2010). In a second step, pixels where water depth is below 20 m were discarded from the analysis. This mask was applied because for these water depths, numerical modelling showed that bottom shear stress (BSS) values are higher than  $0.2 \text{ N m}^{-2}$  for at least 10% of the time (Dufois et al., 2008). This value is close to the critical shear stress of  $0.35 \text{ N m}^{-2}$  used in the simulations of Dufois et al. (2014) for muddy sediments. Therefore, bottom resuspension in shallow areas can be significant as well as their contribution to the surface turbidity signal. This could bias the surface plume detection, which justifies why a 20 m-mask was applied to the ocean color data, and visually checked. This choice induces a systematic underestimation of the plume extension area, and for very dry conditions, the plume could potentially not be detected at all. Indeed, for Mistral and Tramontane wind conditions, an area of  $15 \text{ km}^2$  in front of the Grand Rhône River mouth is not taken into account for the plume metrics calculation. This value is higher for onshore wind conditions as the flagged area is of about  $230 \text{ km}^2$  (along the coast from Grand Rhône River mouth to Petit Rhône River mouth). A sensitivity study to the bathymetric flag (20 m) was performed over onshore-winds associated SPM concentration maps. Results (Fig. 13) revealed that values are biased (but with a mean bias of  $46 \text{ km}^2$ ) and significantly impact metrics for plume covering areas smaller than  $50 \text{ km}^2$  (underestimating plume area from 20% to 100% for the smallest plume area). These differences in metrics are observed both in presence of low wind, *i.e.* without waves, or high wind, *i.e.* potentially with waves resuspending bottom sediments, up to the sea surface (Dufois et al., 2014). In the same way, mean and maximum SPM concentrations for onshore wind conditions can be underestimated of about  $1 \text{ mg l}^{-1}$  and  $5 \text{ mg l}^{-1}$ , respectively. Taking this bias into account would bring these values closer to the offshore wind associated values and of regression lines of Fig. 10.

#### 4.3. Turbid plume response to hydro-meteorological forcings

The day-by-day analysis confirms the positive correlation between



**Fig. 11.** (a) embedded areas tested for the statistical analysis leading to the choice of the threshold value for turbid plume extraction and (b) associated pc95 values of SPM concentration ( $\text{mg l}^{-1}$ ) regarding each area. Scatters color corresponds to the color of embedded areas. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 12.** Sensitivity of turbid plume area extraction to threshold selection for values of  $3 \text{ mg l}^{-1}$  and  $4 \text{ mg l}^{-1}$ .

the Rhône River water discharge and the extension of the turbid plume area. The dispersal scaling relation proposed by Warrick and Fong (2004) ( $P = cA^b$  where  $P$  is plume area,  $A$  the watershed area and  $b$  and  $c$  regionally-based constants) was tested on our dataset on the Rhône river plume. Considering a decennial flood value of the Rhône River

(about  $7600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), the estimated plume area for the relationship described in this paper led to a 0.63 coefficient, in the range of values ( $0.68 \pm 0.04$ ) found by Warrick and Fong (2004) in their study comparing different rivers of the world for "special events". Onshore and offshore wind-generated plumes behave the same in response to the river outflow (red triangles are predominantly grouped with blue circles on Fig. 8a). The three red triangles isolated from the point cloud ( $Q_w \sim 1100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and area greater than  $200 \text{ km}^2$ ) correspond to one particular event (February, the 12th, 13th and 15th 2008) and not to three different periods. This event can also explain why the averaged area for  $Q_w < 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and onshore wind conditions seems high compared to its corresponding value for offshore wind conditions (Table 2). Indeed, discarding these three days from the average calculation, the averaged area would drop down to  $25 \text{ km}^2$ . Considering the systematic under-estimation of turbid plume area by the wave mask, plume areas associated to onshore winds would be proportionally more underestimated as they are more often located along the coast (Fig. 9a). From Fig. 8a, it is noticeable that, even if the two populations follow the same trend, onshore wind associated plume areas rise to a level much below the one for Mistral and Tramontane associated ones. For onshore wind conditions, the turbid plume can expand up to  $400 \text{ km}^2$  (with a potential maximum underestimation of about  $200 \text{ km}^2$  due to wave-mask) while, for offshore wind conditions, it can expand up to more than  $1000 \text{ km}^2$ . It is also visible on the centroid representation of Fig. 9a, where the biggest circles, corresponding to the largest plumes, are smaller for onshore winds conditions than for Mistral and Tramontane ones.

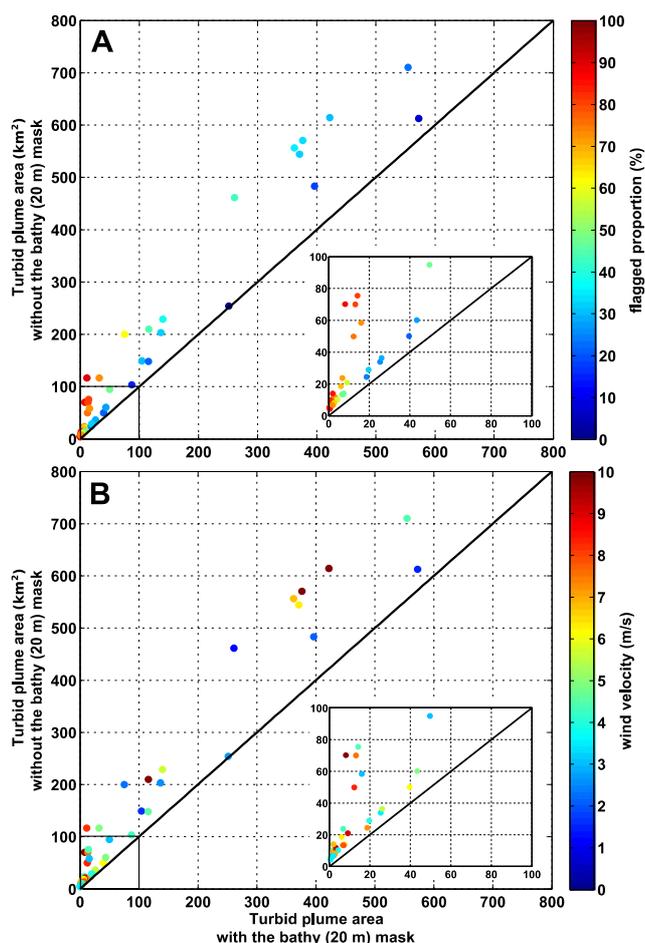


Fig. 13. Turbid plume area underestimation for onshore winds conditions. Color scale shows (a) flagged area proportion (%) and (b) wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ). The solid black line represents the 1:1 line. Embedded graphs show a zoom over the 0–100  $\text{km}^2$  range.

N/NW winds strongly drive the surface circulation towards the south, which explains why the plume extends southern during these conditions. On the contrary, onshore wind drive the surface circulation Northward, and explain the location of the plume close to the coast. For Mistral and Tramontane wind conditions, when turbid plumes are stretched to the south, they are globally deflected to the west under the Coriolis effect and the influence of the Northern Current, flowing westward along the shelf slope. Fig. 9b highlights a different orientation of the plume either in the case of Mistral winds (N) or Tramontane ones (NW): first ones tend to promote a southwestward expansion and the latter a southward one. This is particularly visible during wet conditions ( $Q_w > 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), where turbid plume's centroids associated to northwestern winds are located at the west of northern winds associated ones. Skeletons, representative of the plume's shape, also confirm this observation. This observation agrees with the Ekman (1905) theory on the relationship between wind and surface currents and (Demarcq and Wald, 1984) observations, establishing that the Rhône River plume is deflected by about  $50^\circ$  on the right side of the wind.

#### 4.4. Using metrics for comparing coastal system dynamics

Metrics are useful proxies for investigating large scale and dynamic coastal structures such as turbid plumes. They provide time series of key features such as plume area or centroid position, which can be confronted to forcings as in the present study to examine the short

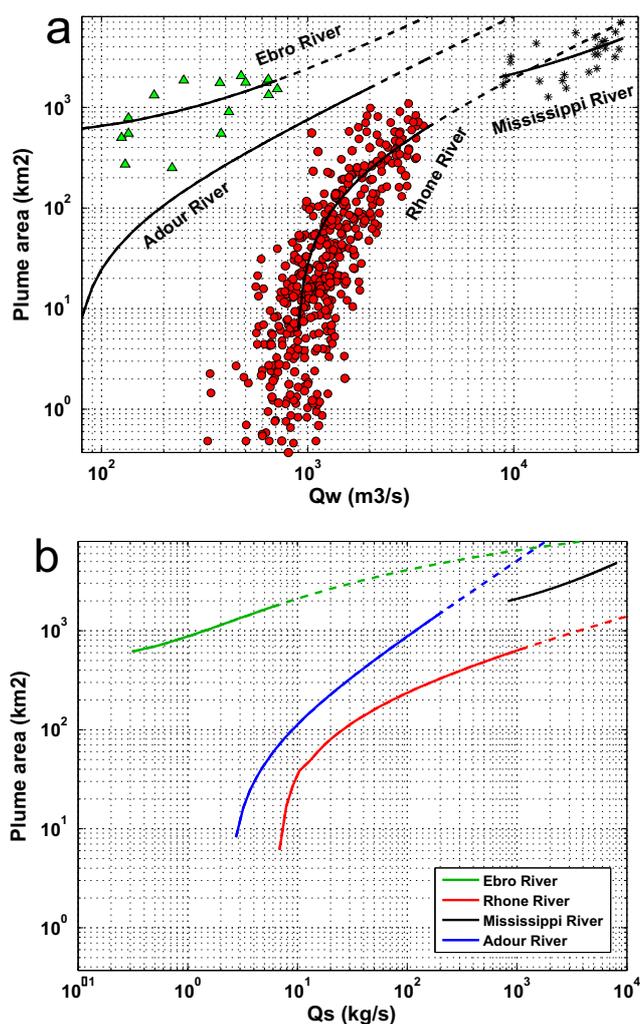


Fig. 14. Superposition of plume area to river (a) water discharge and (b) solid discharge relationships for four different systems: the Rhône River (red dots – present study), the Mississippi River (black stars – (Walker, 1996)), the Ebro River (green triangles – (Fernández-Nóvoa et al., 2015)) and the Adour River (Petus et al., 2014). Solid lines represent the different relationships and dashed lines show their extrapolation to higher discharge rates than commonly observed. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

term to long term plume dynamics (*i.e.* in the future, the impact of global change). Metrics provide also valuable information when comparing observations and numerical model results: identical parameters are then calculated from the different datasets and can be dynamically compared, complementary to raw day-by-day satellite data analysis. Finally these metrics can be used to compare the dynamics of different coastal systems, and evaluate and scale their sensitivity to driving forcings such as tide, wind, or discharge (suspended solids or water fluxes).

Studies on river plume dynamics using metrics are still scarce but data could be found for different systems. Here, we propose a comparison of plume metrics data for the Rhône River (present study), the Mississippi River (Walker, 1994), the Ebro River (Fernández-Nóvoa et al., 2015) and the Adour River (Petus et al., 2014). Primarily, it is appropriate to mention that each group of authors did use a different criterion to discriminate the turbid plume from the surrounding waters. For the Rhône River, it is described in the Section 2.2 of this paper. Concerning the Mississippi River, Walker (1994) decided that the turbid plume is defined as areas where SPM concentration is above  $10 \text{ mg l}^{-1}$  but no further information was found on this choice. Petus

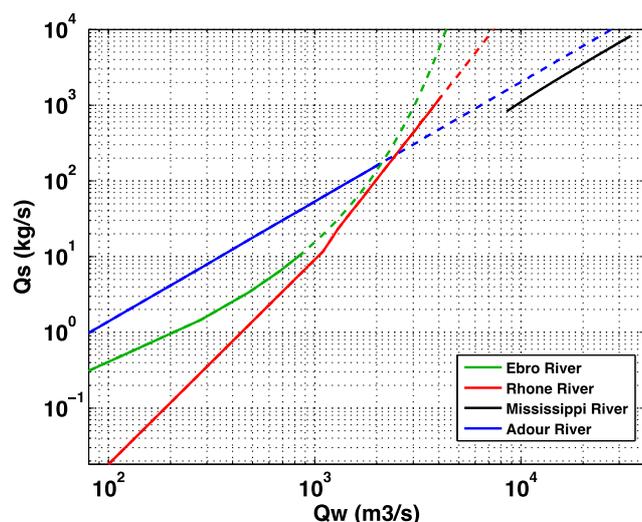


Fig. 15. Superposition of suspended sediment discharge ( $Q_s$ ) to river discharge ( $Q_w$ ) relationships for four different systems: the Rhône River (red line – (Sadaoui et al., 2016)), the Mississippi River (black line – (Allison et al., 2012)), the Ebro River (green line – (Rovira et al., 2015)) and the Adour River (blue line – (Coynel, 2005)). Solid lines represent the different relationships and dashed lines show their extrapolation to higher discharge rates than commonly observed. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

et al. (2014) chose to delineate the turbid plume from the surrounding waters with a SPM concentration threshold of  $3 \text{ mg l}^{-1}$  on behalf of *in situ* measurements carried out during a field campaign (Petus et al., 2010). Fernández-Nóvoa et al. (2015) tested a large range of turbid threshold values and selected the one with the maximum Pearson correlation coefficient between plume area and river discharge, meaning that they assumed *a priori* that the plume area is linearly correlated to the river discharge.

Fig. 14 shows the superposition of the responses of the turbid plume area regarding the water and solid river discharges for the Rhône River, the Mississippi River, the Ebro River and the Adour River. The Ebro, the Rhone and the Adour systems are characterized by similar river forcing and turbid plumes can be ordered as follow: for a given discharge, Rhone plume areas are smaller than the Adour plumes, which are smaller than the Ebro plumes. The Mississippi system differs from the 3 others by river discharges about one order of magnitude larger than the three others, both in term of water discharge and solid discharge. However, the Mississippi plume dynamics ranges between the Rhône and the Adour dynamics once extrapolated to the Mississippi discharges (even if these extrapolations must be considered with care as they are not representative of the real dynamics of the Adour and Rhone systems).

#### 4.4.1. Rhône River and Mississippi River

These systems have similarities: they are both wind-driven (Murray, 1972; Schroeder et al., 1987), subjected to a westward geostrophic flow (Schroeder et al., 1987) and to weak tidal currents in general, with an average tidal range of about 30 cm (Murray, 1972). However, the vorticity within the near Mississippi Delta region could be stronger, with the presence of two recirculation cells on both side of the delta (Cochrane and Kelly, 1986; Rouse and Coleman, 1976), which may explain why the Mississippi turbid plume area is larger than the Rhone turbid plume area once extrapolated to river discharges above  $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

#### 4.4.2. Rhône River and Adour River

The relationship between the river discharge and the solid discharge for these two systems is significantly different, especially for river discharges lower than  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , when the Adour River delivers

about one order of magnitude more suspended sediments to its delta than the Rhône River (Fig. 15). Hence sediment supply may explain the difference in plume patterns. Moreover, the Adour River turbid plume is significantly larger than the Rhone River turbid plume for similar solid discharges (Fig. 14b). These differences could be explained by the hydrodynamic regime of these two systems. Contrary to the Rhône River, the Adour estuary is a macro-tidal system with a tidal range varying between 2 m and 5 m (Stoichev et al., 2004). Petus et al. (2014) suggested that the tide affects the river plume area, and hence this forcing would contribute to disperse the plume on larger areas for similar river discharge.

#### 4.4.3. Rhône River and Ebro River

Different plume patterns are observed for these two Mediterranean microtidal coastal systems: the Ebro plume signature is characterized by areas about one order of magnitude larger than the Rhone river plumes, for similar discharge values. However, the Ebro system is located close to the Rhone Delta, controlled by similar wind regimes (Mestres et al., 2003) and driven by the Northern Current, which is flowing with maximum speeds of several  $10 \text{ cm s}^{-1}$  about 40 km offshore the Rhône River mouth (Millot and Taupier-Letage, 2005) and from 10 to  $50 \text{ cm s}^{-1}$ , also about 40 km off the Ebro River mouth (Font et al., 1990). These similarities may discard the hydrodynamic regime to be responsible of these different patterns. Also the Ebro plume area is one order of magnitude larger than the Adour plume, while the Adour solid discharge is significantly larger than Ebro. We assume that the differences could be induced by the methodological approach applied to delineate the turbid plume boundaries.

Finally, variability in suspended sediment behaviour driven by flocculation processes (*i.e.* the settling velocity), may contribute to induce differences in turbid plume dynamics. Unfortunately no data related to suspended sediment (floc) dynamics are currently available on the investigated systems. However this parameter should be further studied for a global understanding of coastal dynamics.

The methodology applied to detect turbid plumes and calculate metrics is certainly a source of uncertainty when comparing systems. As an example, for this study, a smaller threshold applied to delineate the Rhône River turbid plume (*e.g.*  $2.5 \text{ mg l}^{-1}$ ) would lightly shift the plume area results to larger values and decrease the differences observed on Fig. 14. The method applied in the present study, based on statistics to assess the SPM concentration "noise" of the background waters, does not rely on *a priori* assumptions on the plume response to forcing, and is only based on ocean color data, then applicable to any coastal systems. The only requirement is to have sufficient cloud-free satellite images over the area.

## 5. Conclusion

An automated processing of ocean color satellite data was developed to isolate the Grand Rhône River turbid plume by a  $3 \text{ mg l}^{-1}$  SPM concentration threshold and extract different metrics such as its area of extension, its south-east-westernmost points, its skeleton (proxy of its shape) or its centroid. This tool was applied to the MERIS-300m database covering the 2002–2012 period and more than 800 images were processed. Despite the under-representation of strong SE wind conditions, often related to high river discharges, these images allowed monitoring the area of influence of the Grand Rhône River turbid plume. Results highlighted its seasonal and strong interannual variability, correlated to the Rhône River water discharge. Day-by-day analysis strengthened this correlation and demonstrated that wind orientation also plays a major role on turbid plume's orientation. Offshore winds tend to enhance the current-induced westward plume deflection whereas onshore winds restrain its southern extension and confine it to the coast. The metrics calculated in this study, and especially the centroid and skeleton extraction, are innovative tools to investigate river plume dynamics in various coastal systems. They are also essential in the validation of 3D hydrodynamic and sediment transport

models. Remote sensing, autonomous platforms such as gliders, providing complementary observations during flood events (Bourrin et al., 2015; Many et al., 2016), and numerical models will be next combined to estimate sediment fluxes from the Rhône River mouth to the shelf.

## Acknowledgements

This work has been done as part of the AMORAD project and received a state aid managed by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) under the program Investissements d'avenir (AMORAD-ANR-11-RSNR-0002). We also thank the two anonymous reviewers for their comments and suggestions that significantly improved the manuscript.

## References

- Allison, M.A., Demas, C.R., Ebersole, B.A., Kleiss, B.A., Little, C.D., Meselhe, E.A., Powell, N.J., Pratt, T.C., Vosburg, B.M., 2012. A water and sediment budget for the lower Mississippi–Atchafalaya River in flood years 2008–2010: implications for sediment discharge to the oceans and coastal restoration in Louisiana. *J. Hydrol.* 432–433, 84–97.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., 2006. Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean sea). *Vie Milieu – Life Environ.* 56, 1–8.
- Bourrin, F., Many, G., Durrieu de Madron, X., Martin, J., Puig, P., Houpert, L., Testor, P., Kunesch, S., Mahiouz, K., Béguery, L., 2015. Glider monitoring of shelf suspended particle dynamics and transport during storm and flooding conditions. *Cont. Shelf Res.* 109, 135–149.
- Broche, P., Devenon, J.-L., Forget, P., de Maistre, J.-C., Naudin, J.-J., Cauwet, G., 1998. Experimental study of the Rhone plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanol. Acta* 21, 725–738.
- Cochrane, J., Kelly, F., 1986. Low-frequency circulation on the Texas-Louisiana continental shelf. *J. Geophys. Res.: Oceans* 91, 10645–10659.
- Constantin, S., Doxaran, D., Constantinescu, S., 2016. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. *Cont. Shelf Res.* 112, 14–30.
- Coyne, A., 2005. Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. Bordeaux, 1.
- Demarcq, H., Wald, L., 1984. La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire. *Oceanol. Acta* 7, 159–162.
- Doerffer, R., Schiller, H., 2007. The MERIS Case 2 water algorithm. *Int. J. Remote Sens.* 28, 517–535.
- Doxaran, D., Castaing, P., Lavender, S., 2006. Monitoring the maximum turbidity zone and detecting fine-scale turbidity features in the Gironde estuary using high spatial resolution satellite sensor (SPOT HRV, Landsat ETM+) data. *Int. J. Remote Sens.* 27, 2303–2321.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): observations from field and MODIS satellite data. *Estuar., Coast. Shelf Sci.* 81, 321–332.
- Dufois, F., Garreau, P., Le Hir, P., Forget, P., 2008. Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions. *Cont. Shelf Res.* 28, 1920–1934.
- Dufois, F., Verney, R., Le Hir, P., Dumas, F., Charmasson, S., 2014. Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 72, 57–72.
- Ekman, V.W., 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.* 2, 1–53.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliard, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J. Geophys. Res.*, 108.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Cont. Shelf Res.* 17, 899–924.
- Fanget, A.-S., Bassetti, M.A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscaill, R., Jouet, G., Maillet, G.M., 2013. Historical evolution and extreme climate events during the last 400years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 346, 375–391.
- Fernández-Nóvoa, D., Mendes, R., deCastro, M., Dias, J.M., Sánchez-Arcilla, A., Gómez-Gesteira, M., 2015. Analysis of the influence of river discharge and wind on the Ebro turbid plume using MODIS-Aqua and MODIS-Terra data. *J. Mar. Syst.* 142, 40–46.
- Font, J., Salat, J., Julià, A., 1990. Marine circulation along the Ebro continental margin. *Mar. Geol.* 95, 165–177.
- Forget, P., Devenon, J.L., De Maistre, J.C., Broche, P., Leveau, M., 1990. VHF remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1097–1100.
- García, D., 2010. Robust smoothing of gridded data in one and higher dimensions with missing values. *Comput. Stat. Data Anal.* 54, 1167–1178.
- Gernez, P., Barillé, L., Lerouxel, A., Mazeran, C., Lucas, A., Doxaran, D., 2014. Remote sensing of suspended particulate matter in turbid oyster-farming ecosystems. *J. Geophys. Res.: Oceans* 119, 7277–7294.
- Gohin, F., 2011. Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Sci.* 7, 705.
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J.-M., Delmas, D., Huret, M., Herbland, A., 2005. Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters: illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sens. Environ.* 95, 29–46.
- Güttler, F.N., Niculescu, S., Gohin, F., 2013. Turbidity retrieval and monitoring of Danube Delta waters using multi-sensor optical remote sensing data: an integrated view from the delta plain lakes to the western–northwestern Black Sea coastal zone. *Remote Sens. Environ.* 132, 86–101.
- Hudson, A.S., Talke, S.A., Jay, D.A., 2016. Using satellite observations to characterize the response of estuarine turbidity maxima to external forcing. *Estuar. Coasts*, 1–16.
- Lorthiois, T., Doxaran, D., Chami, M., 2012. Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements. *Geo-Mar. Lett.* 32, 89–101.
- Maillet, G.M., Vella, C., Berné, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Mar. Geol.* 234, 159–177.
- Many, G., Bourrin, F., de Madron, X.D., Paireud, I., Gangloff, A., Doxaran, D., Ody, A., Verney, R., Menniti, C., Le Berre, D., 2016. Particle assemblage characterization in the Rhone river ROFI. *J. Mar. Syst.*
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V., Vehil, R., 1998. A numerical study of the formation of the Rhône River plume. *J. Mar. Syst.* 14, 99–115.
- Mestres, M., Sierra, J.P., Sánchez-Arcilla, A., González del Río, J., Wolf, T., Rodríguez, A., Ouillon, S., 2003. Modelling of the Ebro River plume. Validation with field observations. *Sci. Mar.* 67, 379–391.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10, 885–894.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. In: Salot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 29–66.
- Müller, D., Krasemann, H., Brewin, R.J.W., Brockmann, C., Deschamps, P.-Y., Doerffer, R., Fomferra, N., Franz, B.A., Grant, M.G., Groom, S.B., Mélin, F., Platt, T., Regner, P., Sathyendranath, S., Steinmetz, F., Swinton, J., 2015. The Ocean Colour Climate Change Initiative: I. A methodology for assessing atmospheric correction processors based on in-situ measurements. *Remote Sens. Environ.* 162, 242–256.
- Murray, S.P., 1972. Observations on Wind, Tidal, and Density-driven Currents in the Vicinity of the Mississippi River Delta. *Shelf Sediment Transport*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 127–142.
- Nechad, B., Ruddick, K.G., Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sens. Environ.* 114, 854–866.
- Ody, A., Doxaran, D., Vanhellefont, Q., Nechad, B., Novoa, S., Many, G., Bourrin, F., Verney, R., Paireud, I., Gentili, B., 2016. Potential of high spatial and temporal ocean color satellite data to study the dynamics of suspended particles in a micro-tidal river plume. *Remote Sens.* 8, 245.
- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Sagarmínaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 30, 379–392.
- Petus, C., Mariéu, V., Novoa, S., Chust, G., Bruneau, N., Froidefond, J.-M., 2014. Monitoring spatio-temporal variability of the Adour River turbid plume (Bay of Biscay, France) with MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 74, 35–49.
- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M., Bouisset, P., 1999. 210Pb and Caesium accumulation in the Rhône Delta Sediments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 48, 77–92.
- Roditis, J.-C., Pont, D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* 78, 5–18.
- Rolland, B., 2006. Transfert des radionucléides artificiels par voie fluviale: conséquences sur les stocks sédimentaires rhodaniens et les exports vers la Méditerranée. *Thèse De Dr.*, 280.
- Rouse, L.J., Coleman, J.M., 1976. Circulation observations in the Louisiana bight using LANDSAT imagery. *Remote Sens. Environ.* 5, 55–66.
- Roussiez, V., Aloisi, J.-C., Monaco, A., Ludwig, W., 2005. Early muddy deposits along the Gulf of Lions shoreline: a key for a better understanding of land-to-sea transfer of sediments and associated pollutant fluxes. *Mar. Geol.* 222–223, 345–358.
- Rovira, A., Ibáñez, C., Martín-Vide, J.P., 2015. Suspended sediment load at the lowermost Ebro River (Catalonia, Spain). *Quat. Int.* 388, 188–198.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *J. Hydrol.* 540, 1002–1015.
- Schroeder, W.W., Dinnel, S.P., Wiseman, W.J., Merrell, W.J., 1987. Circulation patterns inferred from the movement of detached buoys in the eastern Gulf of Mexico. *Cont. Shelf Res.* 7, 883–894.
- Stoichev, T., Amouroux, D., Wasserman, J.C., Point, D., De Diego, A., Bareille, G., Donard, O.F.X., 2004. Dynamics of mercury species in surface sediments of a macrotidal estuarine-coastal system (Adour River, Bay of Biscay). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59, 511–521.
- Walker, N.D., 1994. Satellite-based assessment of the Mississippi River discharge plume's spatial structure and temporal variability. *OCS Study MMS 94, 0053*.
- Walker, N.D., 1996. Satellite assessment of Mississippi River plume variability: causes and predictability. *Remote Sens. Environ.* 58, 21–35.
- Walker, N.D., Wiseman, W.J., Jr, Rouse, L.J., Jr, Babin, A., 2005. Effects of river discharge, wind stress, and slope eddies on circulation and the satellite-observed structure of the Mississippi River plume. *J. Coast. Res.*, 1228–1244.
- Wang, G., Garcia, D., Liu, Y., De Jeu, R., Dolman, A.J., 2012. A three-dimensional gap filling method for large geophysical datasets: application to global satellite soil moisture observations. *Environ. Model. Softw.* 30, 139–142.
- Warrick, J.A., Fong, D.A., 2004. Dispersal scaling from the world's rivers. *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- Wieliczka, D.M., Weng, S., Querry, M.R., 1989. Wedge shaped cell for highly absorbent liquids: infrared optical constants of water. *Appl. Opt.* 28, 1714–1719.



## ANNEXE B - Mesures en mer

Cette annexe présente le protocole type réalisé pour une station hydrographique. Il est possible de distinguer deux phases : (i) la réalisation du profil par déploiement de la cage (rosette) instrumentée, sur laquelle sont montés tous les instruments nécessaires à la collecte des données sur la colonne d'eau (Figure 2) ; (ii) et les analyses de laboratoire, consistant à filtrer l'eau de mer échantillonnée et faire une mesure granulométrique des sédiments défloculés de ce même échantillon.

## B.1 Profils rosette et prélèvements Niskin

La cage instrumentée (Figure 1) est mise à l'eau après allumage de tous les appareils de mesure. Un palier est effectué à environ 2 m sous la surface de l'eau pendant environ 2 min afin de stabiliser les instruments et attendre que les turbulences générées par la mise à l'eau s'estompent. La rosette est alors remontée jusqu'à effleurer la surface, un premier prélèvement d'eau est effectué grâce aux bouteilles Niskin, puis la structure est descendue à une vitesse d'environ  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$  (vitesse déterminée par rapport à la fréquence de mesure des instruments montés). La cage est descendue jusqu'à une profondeur d'environ 2 m au-dessus du fond (afin de s'assurer de ne pas toucher le fond, pouvant endommager les instruments et fausser la mesure par la remise en suspension de sédiments) et de nouveaux échantillons d'eau sont prélevés grâce aux bouteilles Niskin. La rosette est finalement remontée à  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$  jusqu'à sa remise à bord.

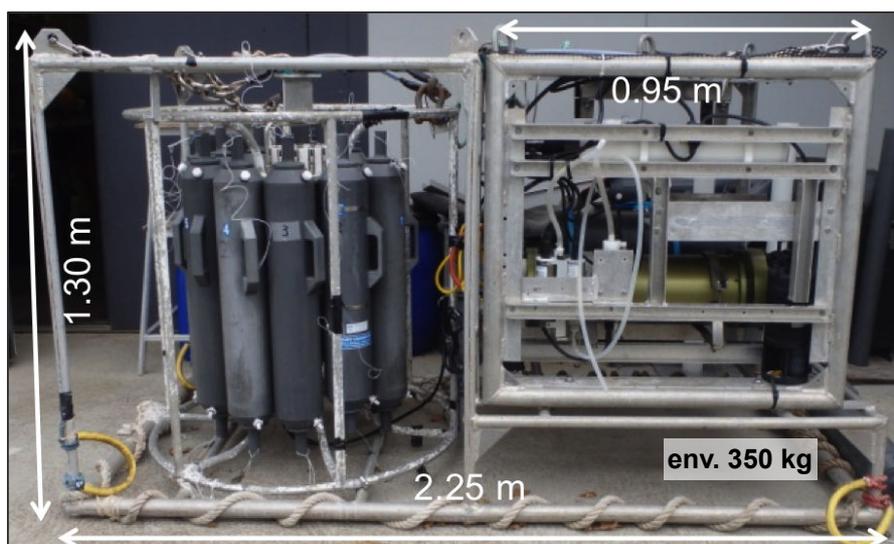


Figure 1 : Cage instrumentée déployée pendant les campagnes.

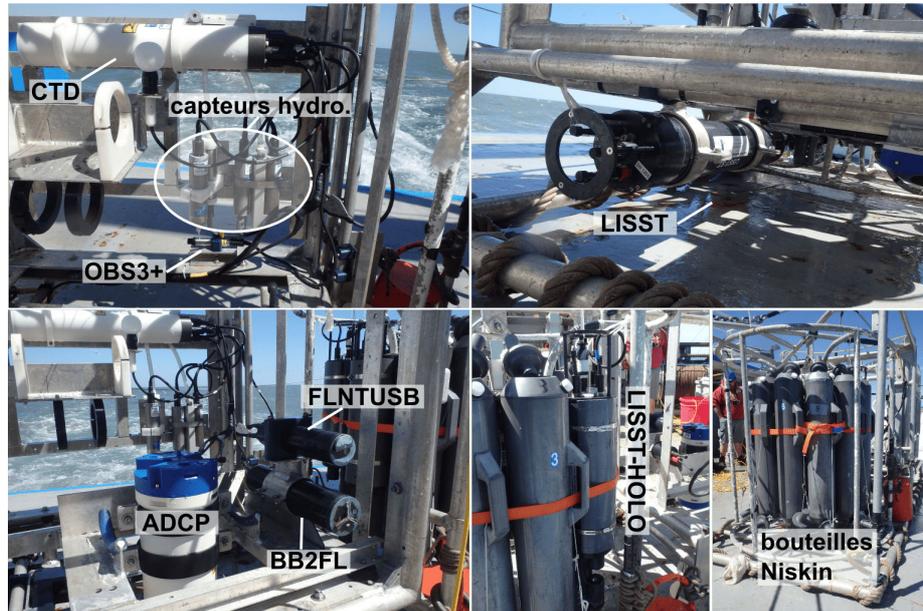


Figure 2 : Présentation d'une partie des instruments présents sur la cage.

## B.2 Manipulations en laboratoire

À la suite d'un profil, les échantillons d'eau de mer prélevés sont filtrés. Pour chaque échantillon (surface et fond), trois filtrations (afin de réduire l'incertitude) sont effectuées pour mesurer la concentration en MES sur des filtres GF/F 47 mm. Le volume filtré dépend de la concentration "visible" mais elle se situe en moyenne autour de 1 l (Figure 3). Pour l'échantillon de surface, 100 ml à 200 ml sont également filtrés sur des filtres GF/F 27 mm pour mesurer *a posteriori* la concentration en chlorophylle-a.

Un partie des échantillons est également conservée pour mesurer la distribution en taille des particules défloculées. A cette fin, l'échantillon est passé dans une cuve d'agitation à ultrasons pendant 2 min, puis mesuré par un LISST-100X sur une minute avec agitation par barreau magnétique.



Figure 3 : (a) LISST-100X et échantillons passés à la cuve à ultrasons. (b) Banc de filtration.



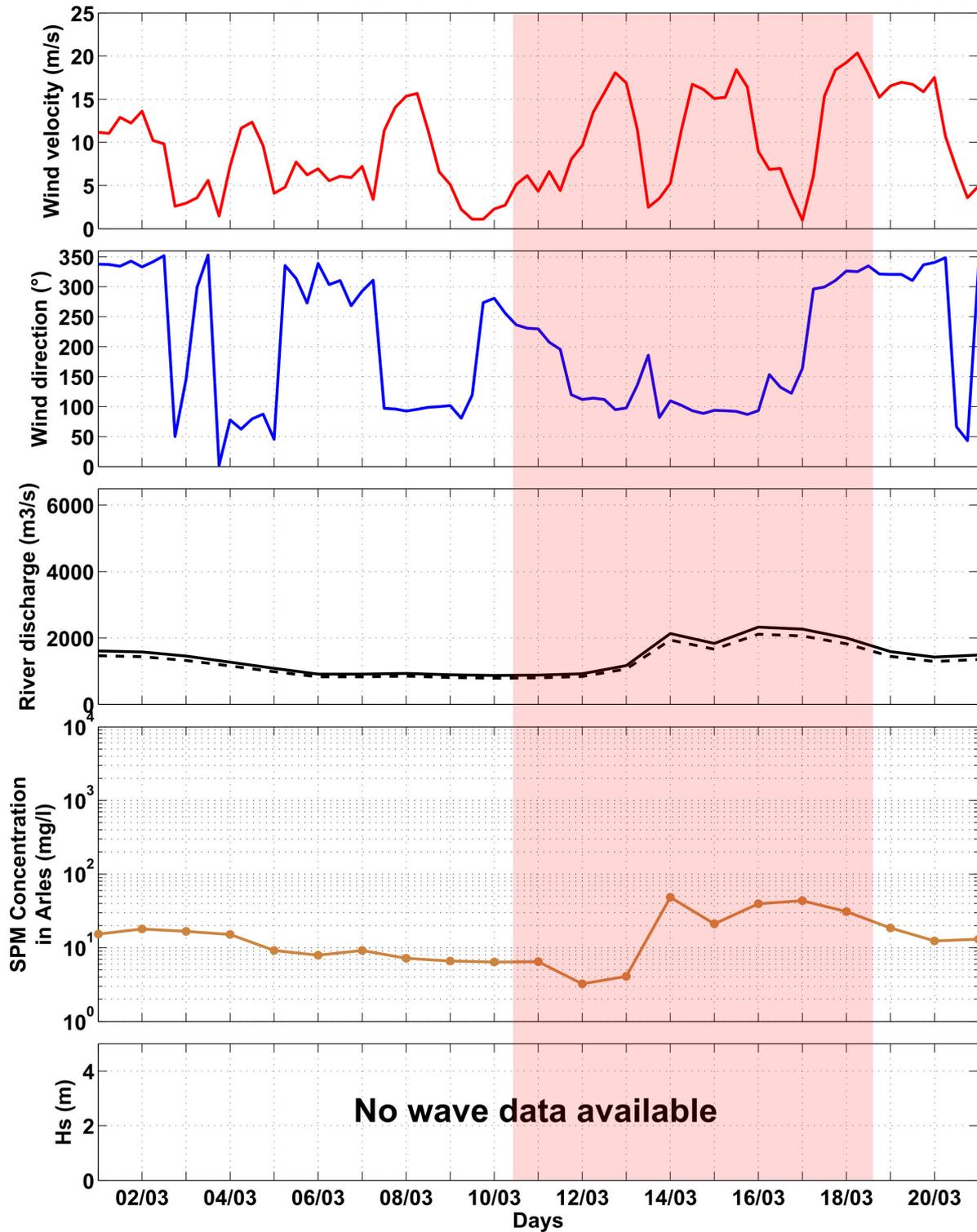
---

# ANNEXE C - Chroniques des conditions hydrométéorologiques sur la zone du prodelta du Rhône pour les différentes campagnes en mer

Aide à la lecture des séries temporelles (illustrations de haut en bas) :

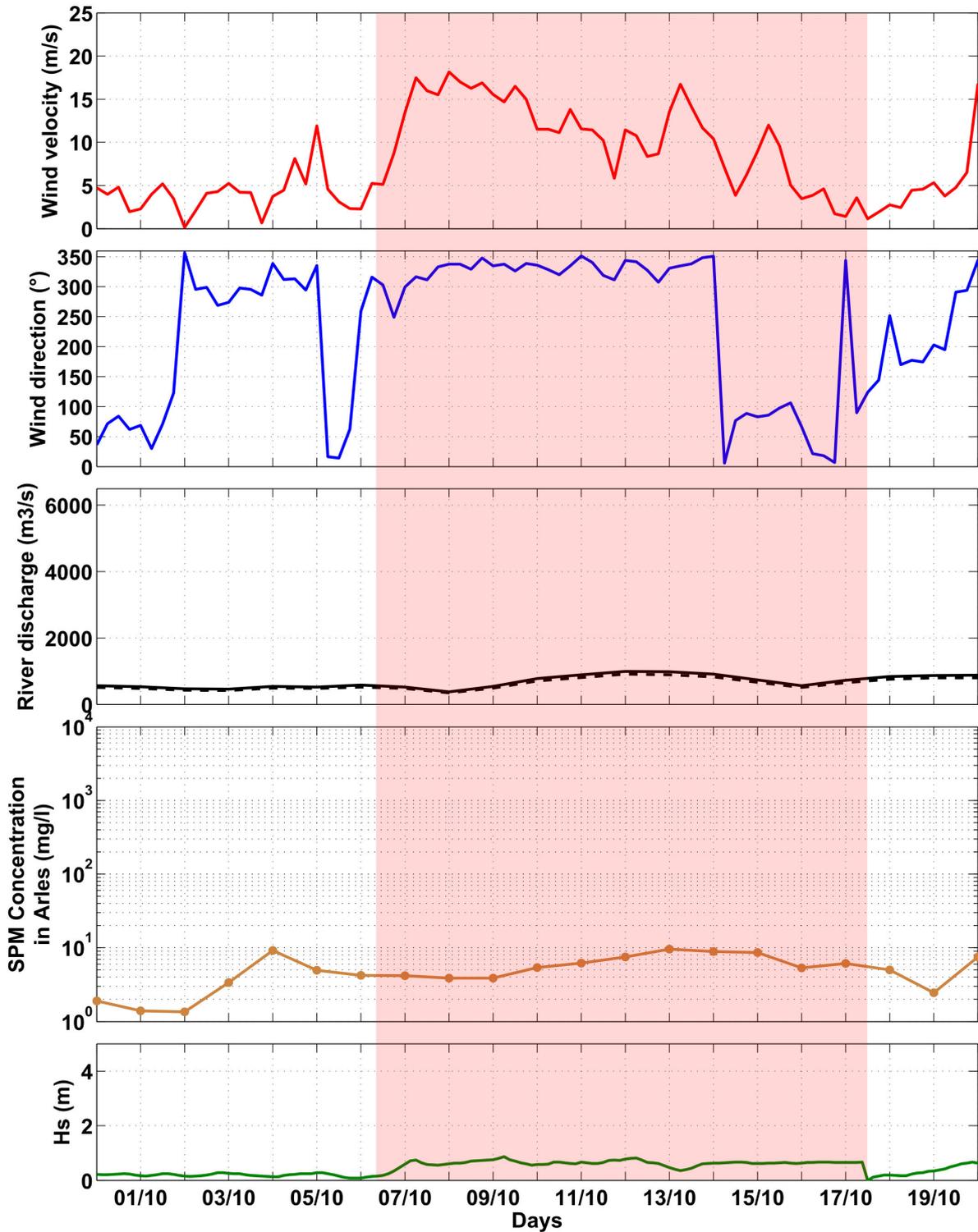
- Intensité du vent (en  $\text{m.s}^{-1}$  - courbe rouge)
- Direction du vent (en  $^{\circ}$  - courbe bleue)
- Débit du Rhône (en  $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$  - courbe noire) et 90 % de sa valeur (courbe tiretée noire)
- Concentration en MES (en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) mesurée à SORA (courbe orange) ou recalculée (courbe rouge)
- Hauteur significative des vagues (en m - courbe verte)

## RHOMA - LEG 1 (2011)



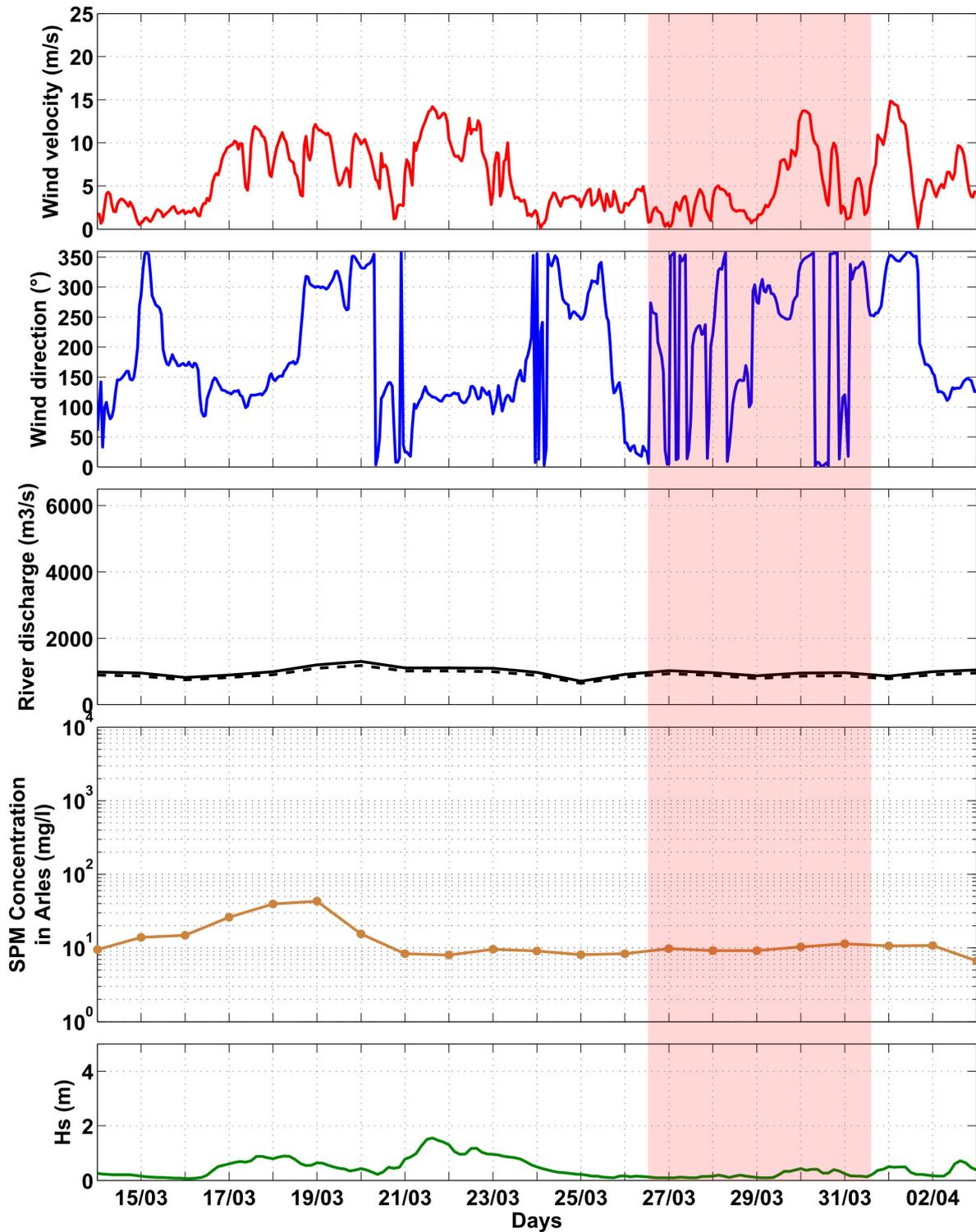
| Value                   | Source                                             | Details                               | Location             |
|-------------------------|----------------------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE model                                       | Vel at 10 m (m.s <sup>-1</sup> )      | 42.5°N, 5.0°E        |
| Wind direction          | ARPEGE model                                       | Dir (°)                               | 42.5°N, 5.0°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                       | Qw (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or Rating curve (brown dots) | C (mg.l <sup>-1</sup> )               | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                               | Hs (m)                                | 43.33°N, 4.85°E      |

## RHOMA - LEG 2 (2011)



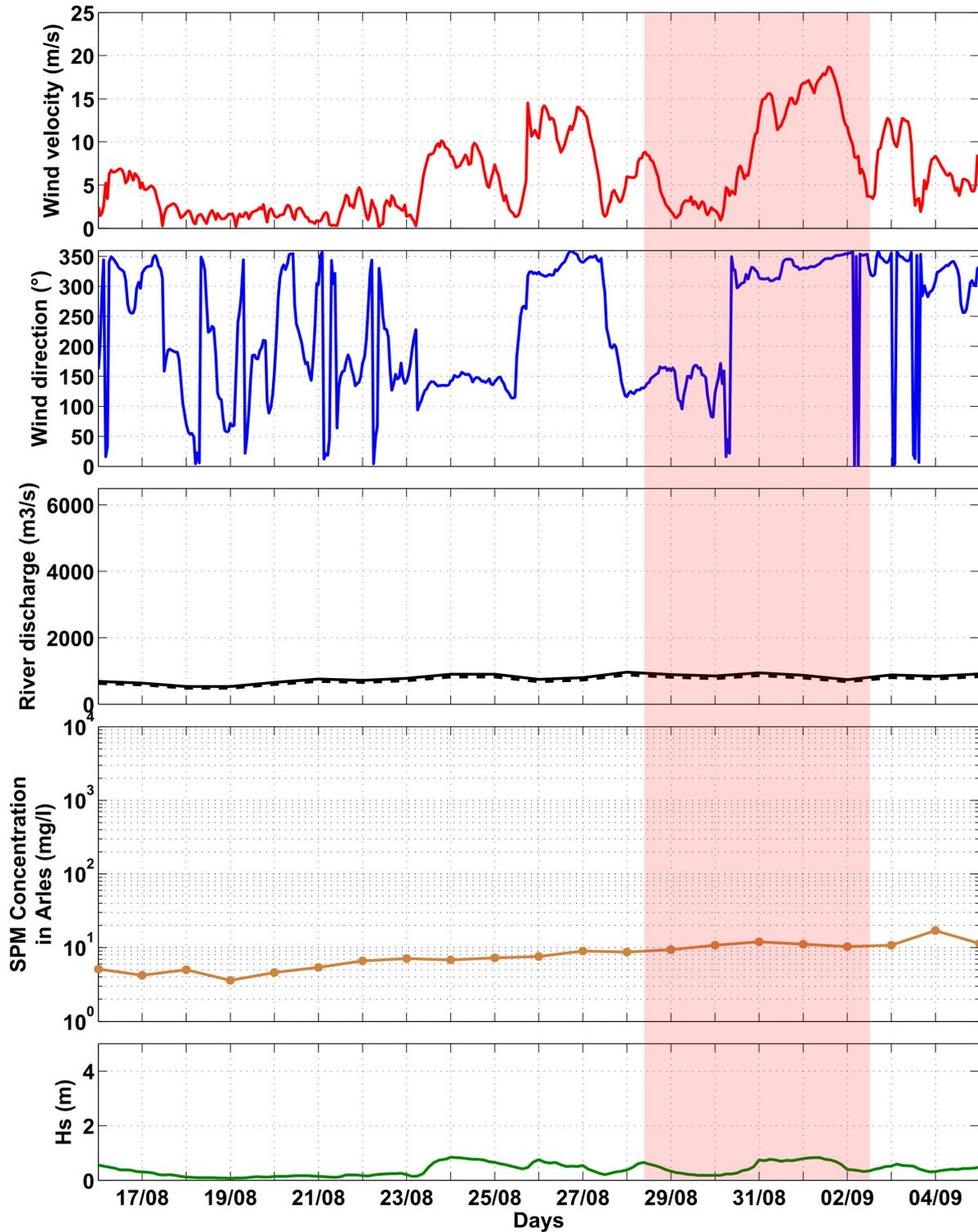
| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE model                                          | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 42.5°N, 5.0°E        |
| Wind direction          | ARPEGE model                                          | Dir (°)                                      | 42.5°N, 5.0°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## MERMEX - LEG1-2 (2012)



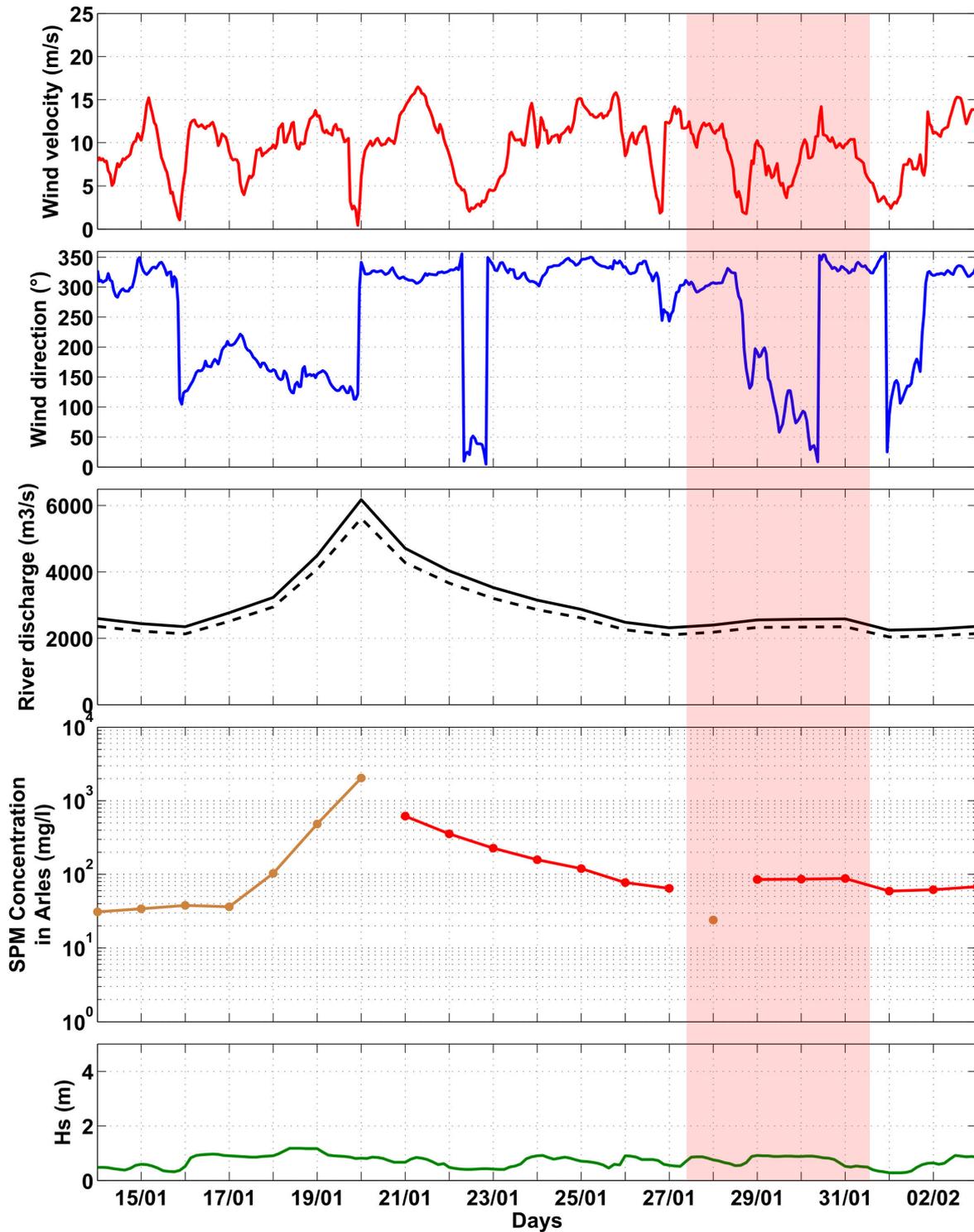
| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## MERMEX - LEG 3 (2012)



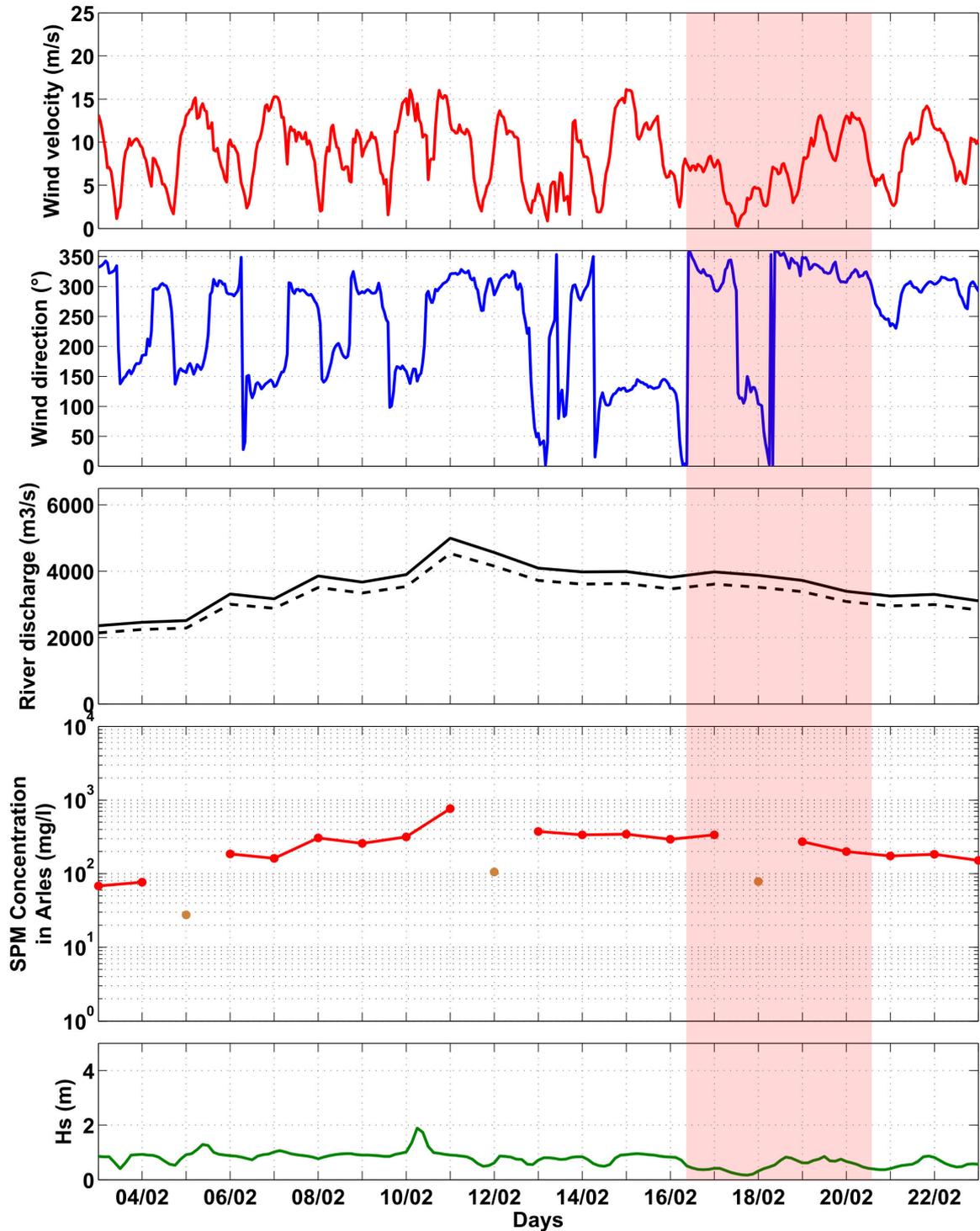
| Value                   | Source                                                | Details                               | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m (m.s <sup>-1</sup> )      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                               | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | Qw (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | C (mg.l <sup>-1</sup> )               | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | Hs (m)                                | 43.33°N, 4.85°E      |

## TUCPA - LEG 1 (2014)



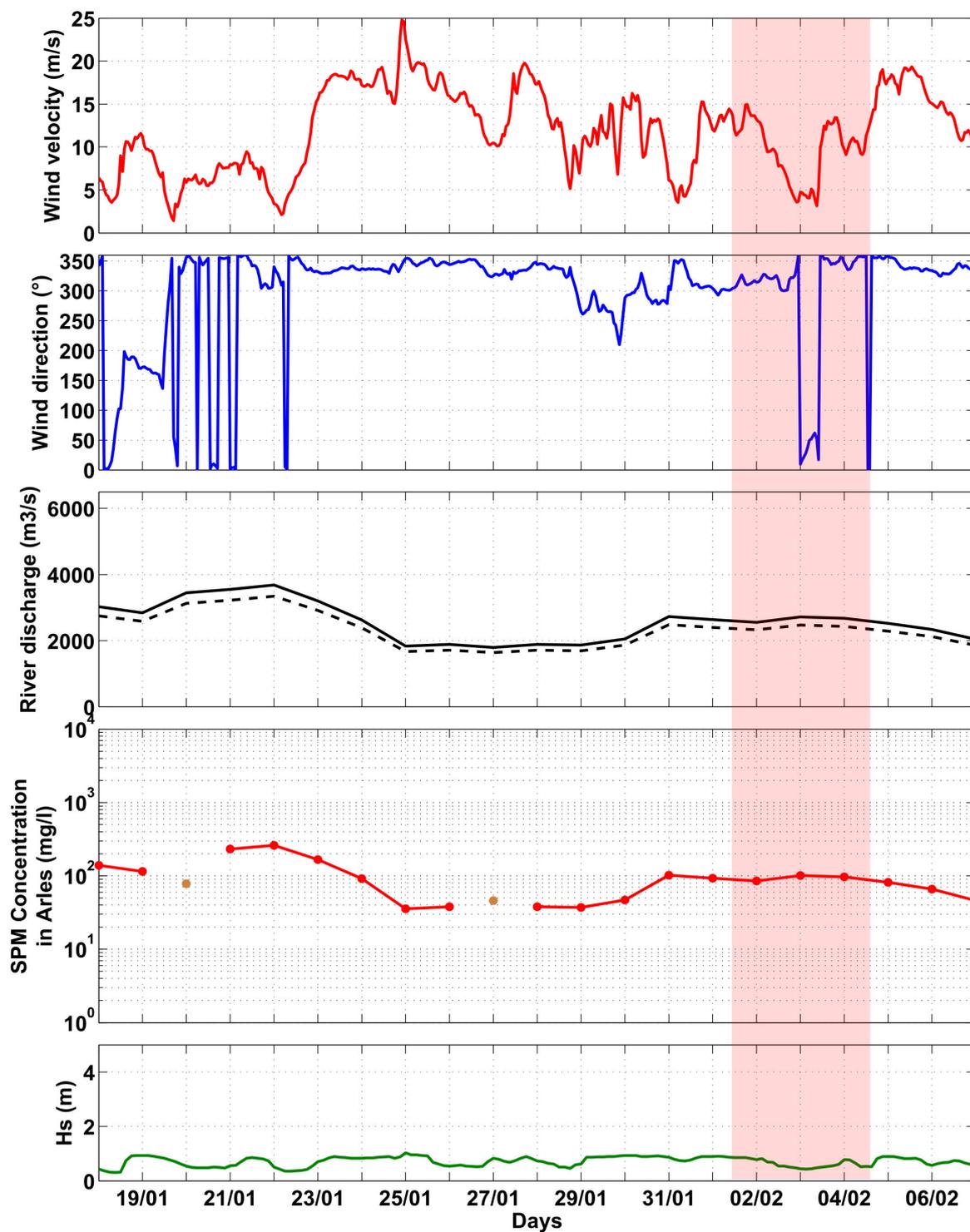
| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## TUCPA - LEG 2 (2014)



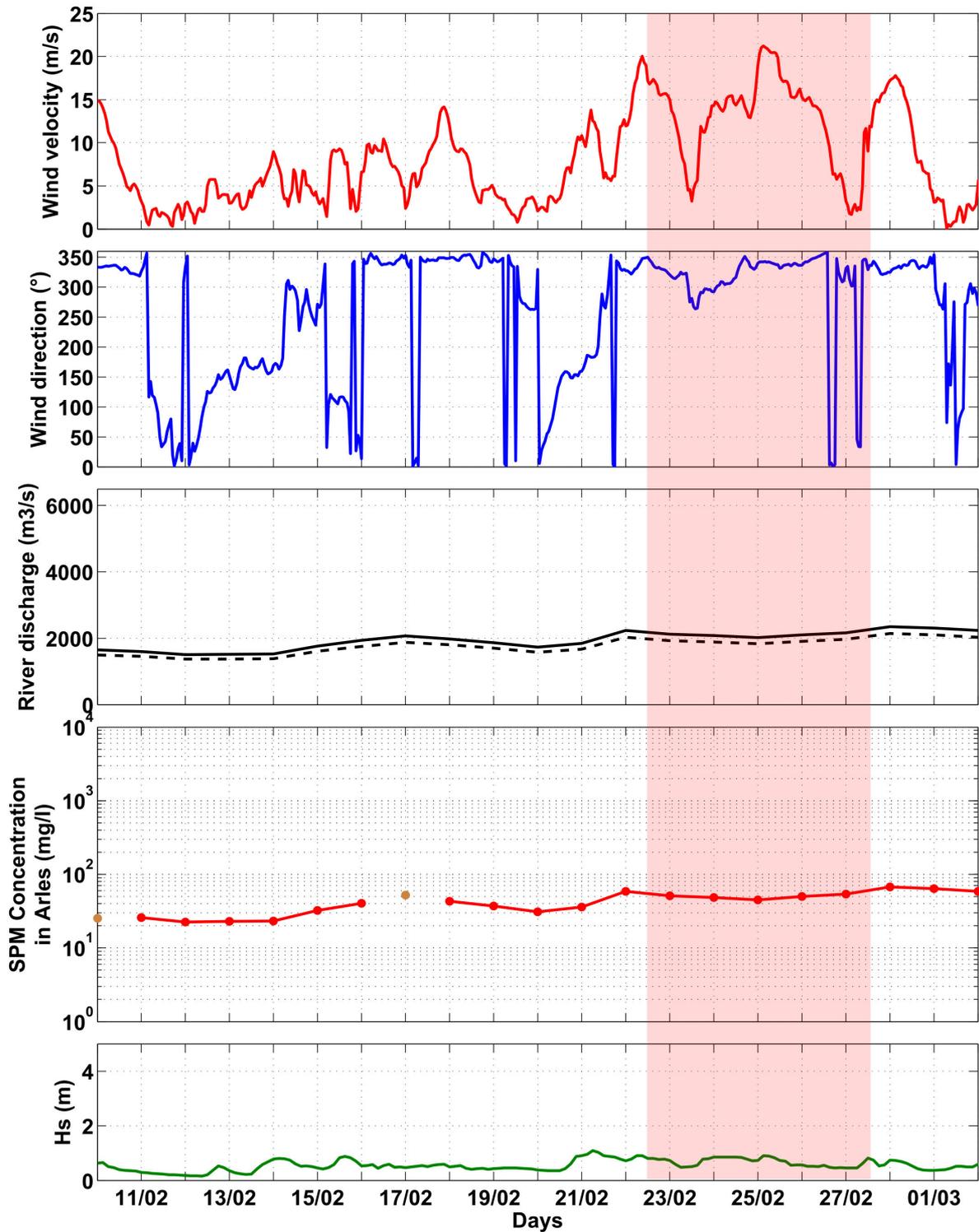
| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## PLUMRHO - LEG 1 (2015)



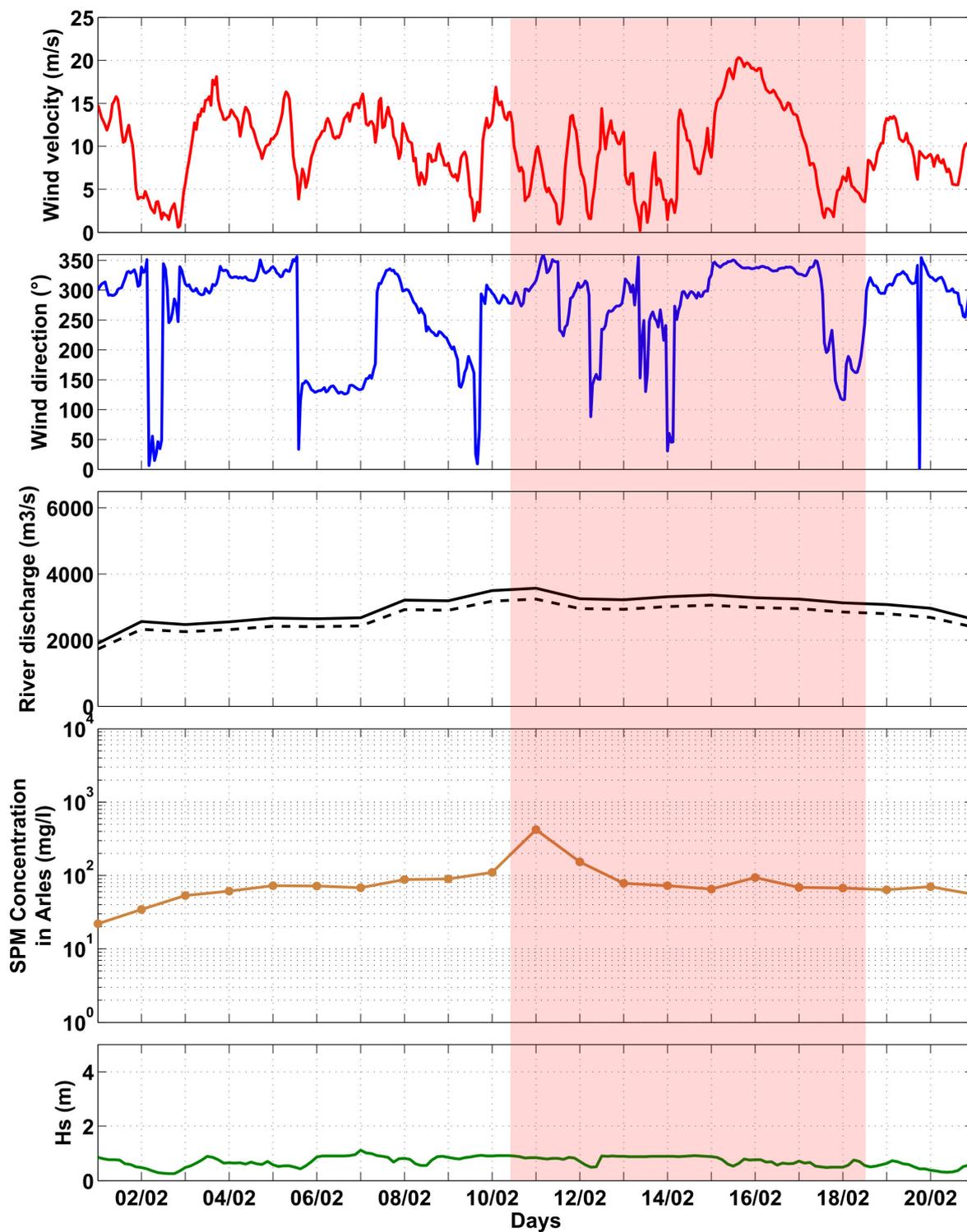
| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## PLUMRHO - LEG 2 (2015)



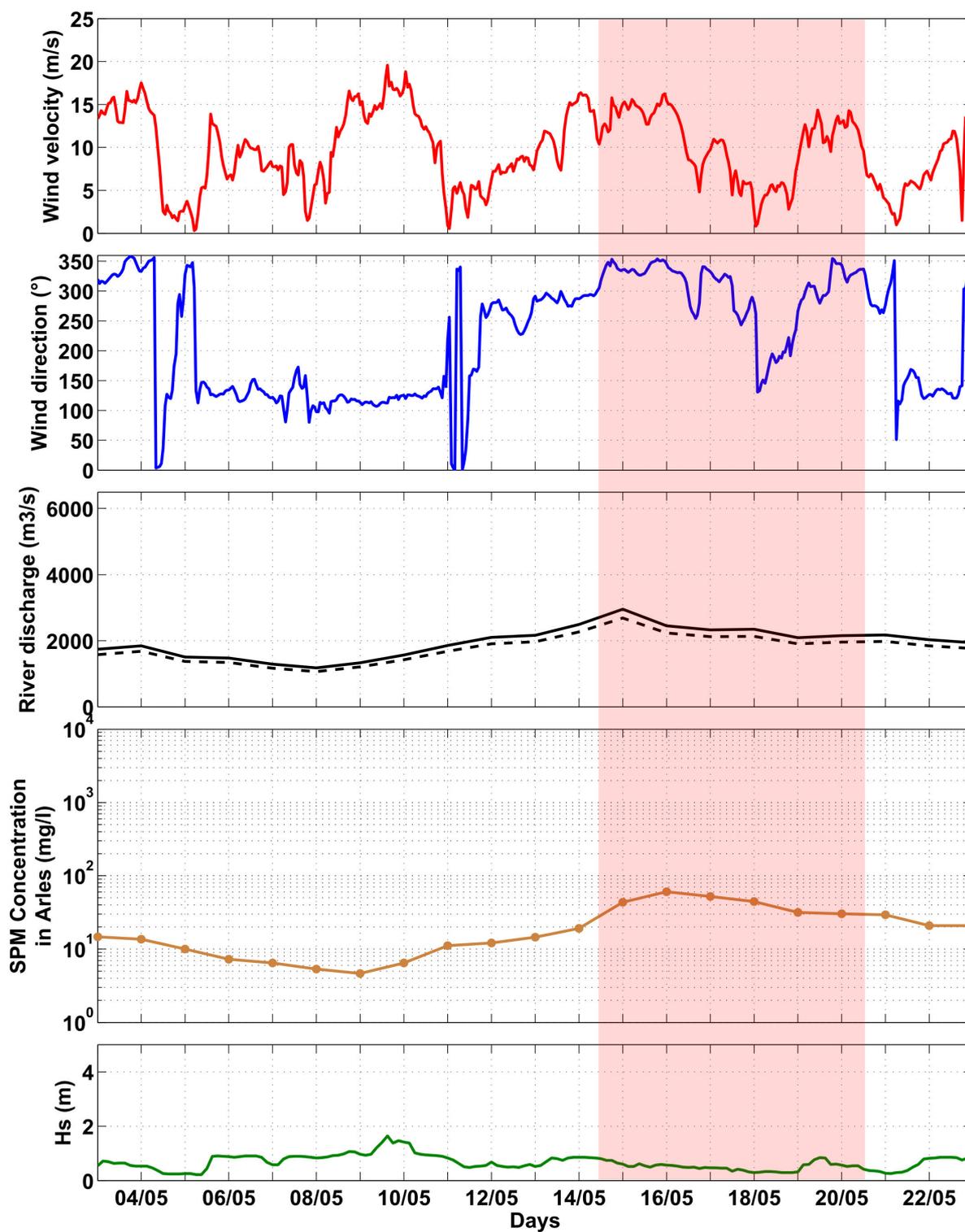
| Value                   | Source                                             | Details                                      | Location             |
|-------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                    | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                    | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                       | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                               | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## MATUGLI - LEG 2 (2016)



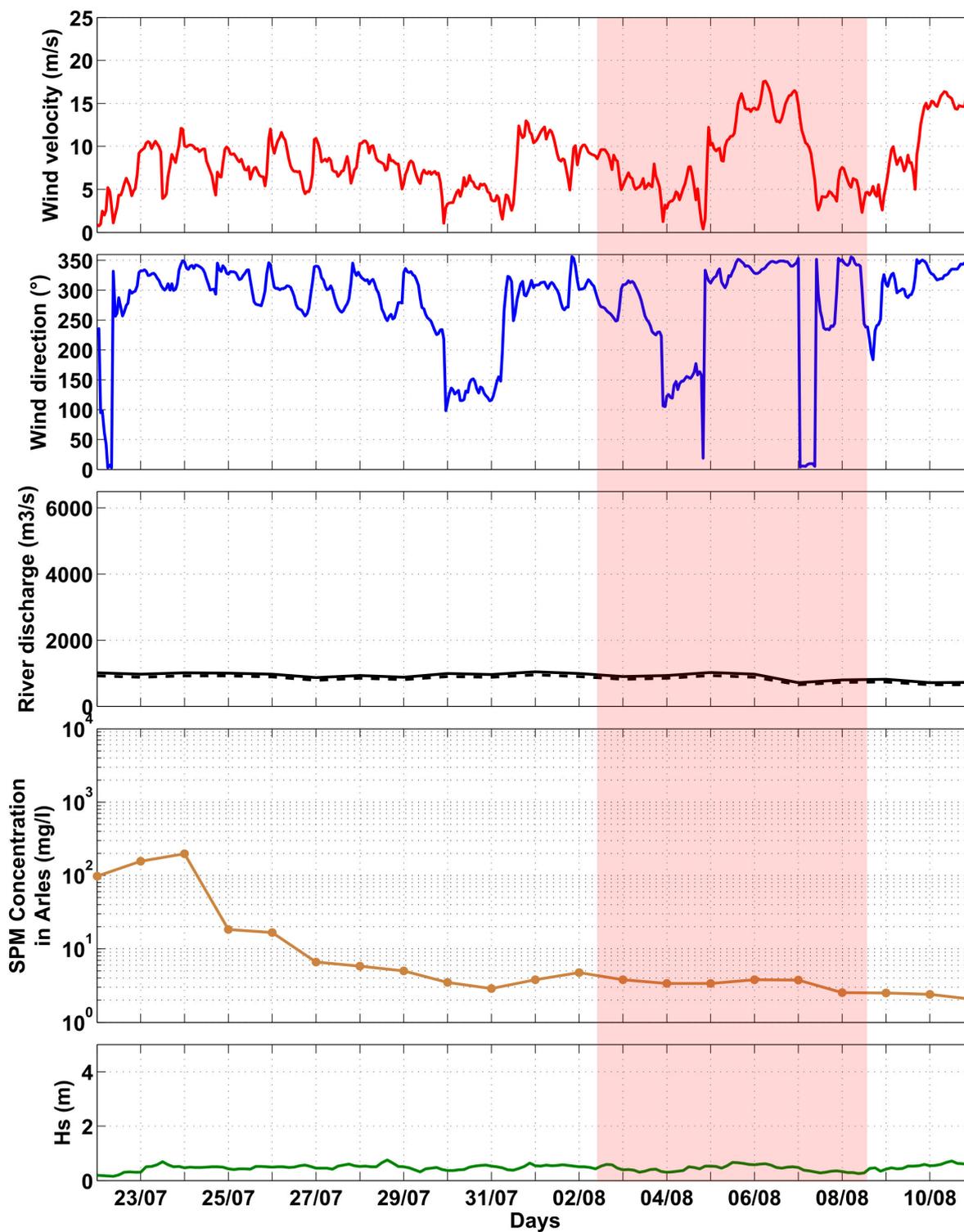
| Value                   | Source                                             | Details                                      | Location             |
|-------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                    | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                    | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                       | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                               | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

### MATUGLI - LEG 4 (2016)



| Value                   | Source                                             | Details                                      | Location             |
|-------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                    | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                    | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                       | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                               | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

## MATUGLI - LEG 5 (2016)



| Value                   | Source                                                | Details                                      | Location             |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------|
| Wind velocity           | ARPEGE-HR model                                       | Vel at 10 m ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) | 43.1°N, 4.8°E        |
| Wind direction          | ARPEGE-HR model                                       | Dir (°)                                      | 43.1°N, 4.8°E        |
| Rhône River discharge   | HYDRO France                                          | $Q_w$ ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )     | Beaucaire station    |
| SPM concentration       | Mesurement (red dots) or<br>Rating curve (brown dots) | $C$ ( $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ )        | SORA station (Arles) |
| Significant wave heigth | WWIII model hindcast                                  | $H_s$ (m)                                    | 43.33°N, 4.85°E      |

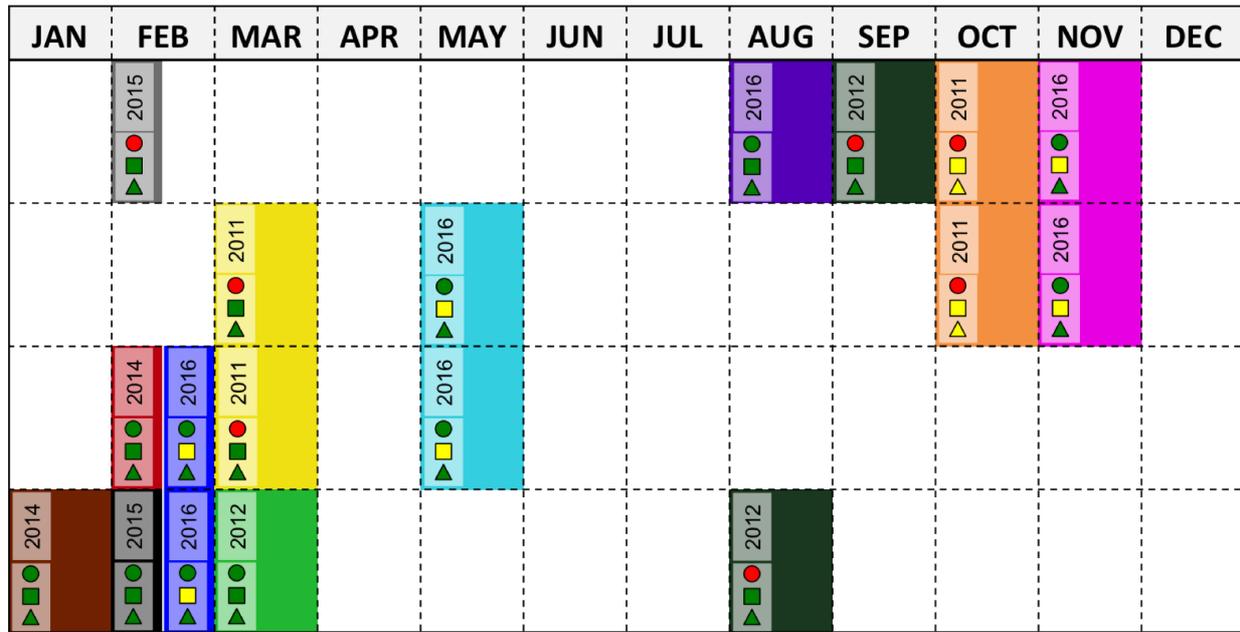
---



---

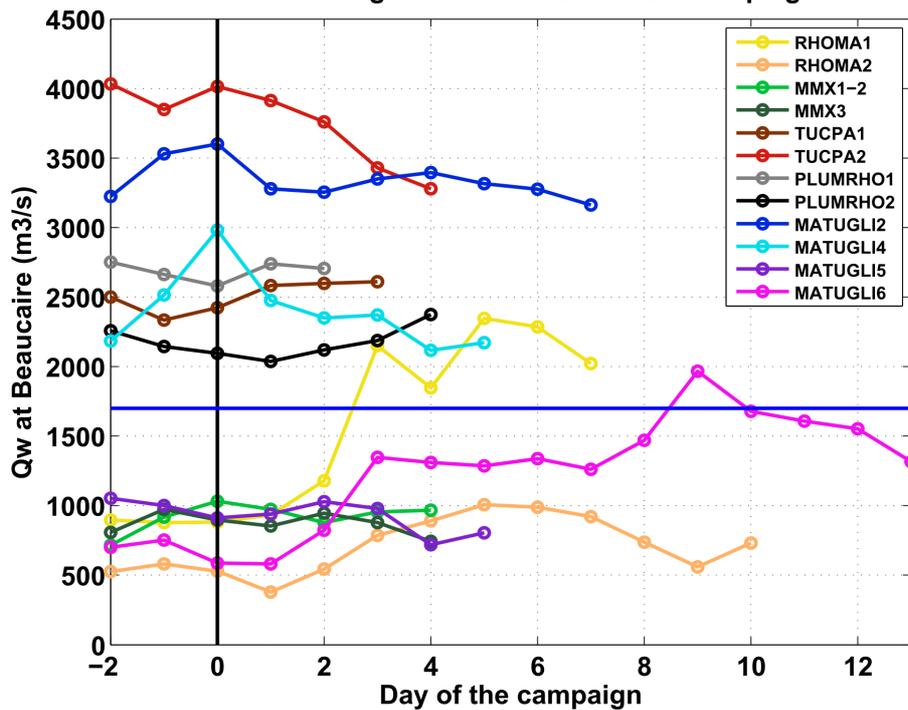
ANNEXE D - Récapitulatif des campagnes en  
mer

| 2011                 | 2012               | 2013 | 2014                 | 2015                     | 2016                                                 |
|----------------------|--------------------|------|----------------------|--------------------------|------------------------------------------------------|
| RHOMA L1<br>RHOMA L2 | MMX L1-2<br>MMX L3 |      | TUCPA L1<br>TUCPA L2 | PLUMRHO L1<br>PLUMRHO L2 | MATUGLI L2<br>MATUGLI L4<br>MATUGLI L5<br>MATUGLI L6 |



- LISST-100X
- CTD
- △ TURBIDIMETRE
- Data available and OK
- Data available but to handle with care
- Data not available or incorrect

Water discharges for the different field campaigns





## **Devenir des apports solides du Rhône dans le Golfe du Lion : étude de la dynamique du panache turbide du Rhône en réponse aux forçages hydrométéorologiques**

Les contaminants, dissouts ou adsorbés sur les particules, sont principalement délivrés au milieu marin par les fleuves. La dynamique sédimentaire constitue alors un proxy de la dynamique de ces contaminants. Cette thèse s'inscrit dans le projet ANR AMORAD, et se focalise sur la dynamique du matériel particulaire délivré par le Rhône au Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale), principal contributeur d'apports solides au Golfe (80 % des sédiments). Alors que des études antérieures ont permis de bien représenter les processus au niveau du fond, les processus régissant les comportements des matières en suspension (MES), majoritairement rencontrées dans le panache turbide du Rhône, sont encore mal appréhendés. En vue de mieux décrire la dynamique de ces MES et d'améliorer les modèles hydrosédimentaires existants, l'objectif est de mieux caractériser ces particules. À cette fin, un vaste jeu de données issu de capteurs déployés *in situ* (données collectées pour 12 campagnes en mer, réalisées de 2011 à 2016) a été exploité, permettant d'obtenir une vision 2D verticale mais seulement ponctuelle (spatialement et temporellement). De façon complémentaire, une base de données d'images satellitaires (donnée couleur de l'eau du capteur MERIS-300m acquise entre 2002 et 2012), offrant une vue plus synoptique et long terme mais uniquement en surface, a été exploitée. Le jeu de données d'images satellitaire (plus de 800 images) a été traité de façon innovante par l'application d'un traitement semi-automatique permettant l'extraction de différentes métriques du panache turbide du Rhône (*e.g.* aire, limites d'extension, forme, centres géométriques, concentrations). La distribution spatiale et les caractéristiques physiques des MES telles que leur concentration dans l'eau, leur diamètre médian ou encore leur vitesse de chute ont été étudiées et estimées en fonction des différents forçages hydrométéorologiques actifs sur la zone d'étude (*e.g.* débit du Rhône, vents dominants). Un nouveau modèle hydrosédimentaire reposant sur le couplage du modèle hydrodynamique MARS-3D et du module sédimentaire multiclasse MIXSED a été configuré et les données *in situ* et satellitaires ont pu être mobilisées afin de contraindre la vitesse de chute des sédiments, paramètre clef de la modélisation de la dynamique hydrosédimentaire.

Mots-clefs : dynamique sédimentaire, matières en suspension (MES), panache turbide, métriques, vitesse de chute, télédétection couleur de l'eau, modélisation hydrosédimentaire, Rhône, Golfe du Lion.

## **Fate of Rhône River sediment inputs to the Gulf of Lions: study of the Rhône River turbid plume dynamics in response to hydrometeorological forcings**

Contaminants, which can be dissolved in water or adsorbed on particles, are mainly delivered to the coastal environment by rivers. Thus, sediment dynamics represent a relevant proxy of contaminants dynamics. This PhD thesis is part of the ANR AMORAD project, of which one workpackage focuses on the fate of sediments in the coastal environment. This work focuses on the dynamics of Rhône River sediments in the Gulf of Lions (north-western mediterranean), this river delivering 80 % of the sediments of the Gulf. While previous studies over the area allowed a better understanding of physical processes at the water-sediment interface, processes driving suspended particulate matter (SPM) dynamics are still poorly understood. To better describe this SPM dynamics and improve hydrosedimentary models, the aim is to better characterize these particles. To this end, a large dataset collected from *in situ* deployed sensors (data collected for 12 field campaigns, conducted from 2011 to 2016) was analyzed to get a 2D vertical but punctual view (both spatially and temporally). Complementary, a satellite images dataset (MERIS-300m ocean colour archive from 2002 to 2012) was built in order to get a long term and more synoptic view (but limited to surface). This dataset (more than 800 images) was originally studied, applying a semi-empirical process to extract various Rhône River turbid plume metrics (*e.g.* area of extension, south-east-westernmost points, shape, centroids, SPM concentrations). Plume metrics and physical properties of SPM such as their concentration in water, their median diameter or their settling velocity were investigated regarding the different hydrometeorological forcings (*e.g.* Rhône River discharge, prevailing winds). A new hydrosedimentary model, based on the coupling of the 3D hydrodynamical model MARS-3D and the sedimentary module MIXSED, was set and ocean color and *in situ* data were used to constrain the settling velocity of particles, key parameter of hydrosedimentary modelling.

Key words: sediment dynamics, suspended particulate matter (SPM), turbid plume, metrics, settling velocity, ocean color remote sensing, hydrosedimentary modelling, Rhône River, Gulf of Lions.