

Direction des opérations
Laboratoire Environnement et Ressources
LERPAC

Julie GATTI

Février 2010 – RST.DOP/LER-PAC/10.10

Optimisation échantillonnage in situ :

Qualification des configurations méditerranéennes du modèle MARS3D

Rapport final d'activité
Janvier 2009 à février 2010

Optimisation échantillonnage in situ :
Qualification des configurations méditerranéennes
du modèle MARS3D

Rapport final d'activité
Janvier 2009 à février 2010

Fiche documentaire

Numéro d'identification du rapport : RST.DOP/LER-PAC/10.10 Diffusion : libre : <input checked="" type="checkbox"/> restreinte : <input type="checkbox"/> interdite : <input type="checkbox"/>		date de publication : Fev. 2010 nombre de pages : 96 bibliographie : Oui illustration(s) : Oui langue du rapport : FR
Validé par : Ivane Pairaud Adresse électronique : ivane.pairaud@ifremer.fr		
Titre de l'article : Optimisation échantillonnage in situ et qualification des configurations méditerranéennes du modèle MARS3D		
Contrat n°		Rapport intermédiaire <input type="checkbox"/> Rapport définitif <input checked="" type="checkbox"/>
Auteur(s) principal(aux) : Julie Gatti	Organisme / Direction / Service, laboratoire Ifremer / DOP / LER-PAC	
Encadrement(s) : Ivane Pairaud (LER-PAC), Pierre Garreau (DYNECO-Phyzed)		
Cadre de la recherche : projets PREVICOT et PREVIMER		
Destinataire :		
Résumé L'objectif de ce travail est de proposer une méthodologie de qualification des modèles hydrodynamiques côtiers et d'affiner la stratégie d'observation. Après une actualisation des connaissances sur l'hydrodynamique de la Méditerranée Nord occidentale, le travail a porté sur l'établissement d'une liste non-exhaustive des différentes observations disponibles à des fins de validation en Méditerranée Nord occidentale. Ensuite, une stratégie de validation a été proposée par une approche généraliste et appliquée à deux configurations de MARS3D en Méditerranée Nord occidentale : MENOR et RHOMA. Enfin, les résultats d'une campagne en mer d'intercomparaison des mesures d'un ADCP de coque et d'un ADCP tracté sur un "hydronef" ont été analysés afin de tester la faisabilité de mesures de courant en zone côtière (fonds de 20 à 100m) pour valider les modèles côtiers.		
Abstract This work aims at proposing a methodology to qualify coastal hydrodynamic models and at refining the observation strategy. After an actualization of the Northwestern Mediterranean Sea hydrodynamic knowledge, the work bore on the listing of the different observations available for validation in the Northwestern Mediterranean Sea. Then, a validation strategy was proposed by a generalist approach and applied to two models issued from the MARS3D code in the Northwestern Mediterranean Sea: MENOR and RHOMA. Finally, results from an intercomparison cruise of hull-mounted ADCP and towed ADCP measurements were analyzed to test the feasibility of current measurements in the coastal zone (depths in the range [20-100] m) to validate coastal hydrodynamic models.		
Mots-clés Hydrodynamique, modèle, validation, profileur ARGO, ADCP, thermosalinomètre, Méditerranée, statistiques		
Words keys Hydrodynamic, model, validation, ARGO drifter, ADCP, thermosalinometre, Mediterranean Sea, statistics		

INTRODUCTION

Dans le cadre des activités d'océanographie opérationnelle côtière de l'IFREMER (projets PREVIMER et PREVICOT), plusieurs configurations du modèle numérique hydrodynamique MARS3D fournissent actuellement des prévisions océaniques régulières en Méditerranée Nord occidentale à différentes échelles. A l'échelle régionale, la configuration MENOR alimente les configurations côtières telles que la configuration RHOMA pour la zone Marseille-Rhône. Une large gamme d'échelles spatio-temporelles est mise en jeu dans ces représentations de la dynamique des courants à l'échelle locale, ce qui rend particulièrement difficile la validation des modèles, souvent restreinte à la comparaison à des observations sporadiques. L'objectif de ce travail est donc de proposer une méthodologie de qualification des modèles hydrodynamiques côtiers et d'affiner la stratégie d'observation.

La première partie de ce rapport, inspirée de la synthèse bibliographique de Gatti (2008), est une actualisation des connaissances sur l'hydrodynamique de la Méditerranée Nord occidentale depuis le rapport interne à Ifremer d'Obaton (1998).

La deuxième partie établit une liste non-exhaustive des différentes observations disponibles à des fins de validation en Méditerranée Nord occidentale.

Les troisième et quatrième parties proposent une stratégie de validation respectivement par une approche généraliste et par une application à deux configurations de MARS3D en Méditerranée Nord occidentale : MENOR et RHOMA. Une partie de ce travail a fait l'objet d'une publication en révision au *Journal of marine Systems* (Pairaud et al., 2010), de présentations orales, et de posters à divers colloques internationaux.

La cinquième partie analyse les résultats d'une campagne en mer d'intercomparaison des mesures d'un ADCP de coque et d'un ADCP tracté sur un "hydronef" afin de tester la faisabilité de mesures de courant en zone côtière (fonds de 20 à 100m) pour valider les modèles côtiers. Ce travail a donné lieu à un rapport technique interne à Ifremer et à un poster présenté à deux conférences (annexes).

Les diverses valorisations du travail entrepris dans cette tâche "optimisation de l'échantillonnage *in situ*" du projet Previcot sont présentées dans un tableau en annexe.

SOMMAIRE

1	Actualisation des connaissances sur l'hydrodynamique de la Méditerranée Nord occidentale.....	11
1.1	La Méditerranée occidentale : quelques généralités.....	11
1.1.1	La circulation générale.....	11
1.1.2	Les principales masses d'eau.....	12
1.1.3	Evolution des caractéristiques T, S.....	15
1.2	Les différentes échelles en jeu en Méditerranée nord occidentale.....	16
1.2.1	Le Courant Nord Méditerranéen.....	16
1.2.2	Intrusions du Courant Nord.....	19
1.2.3	Tourbillons mésoéchelle à submésoéchelle.....	22
1.2.4	Oscillations d'inertie.....	23
2	Données disponibles pour la validation.....	24
2.1	Mesures in situ.....	24
2.1.1	Données eulériennes.....	24
2.1.2	Données lagrangiennes.....	24
2.1.3	Données mixtes.....	25
2.2	Télé-détection.....	27
2.2.1	Images satellitales.....	27
2.2.2	Radars.....	29
2.3	Récapitulatif.....	29
3	Stratégie de qualification d'un modèle numérique.....	30
3.1	Méthodologie.....	30
3.1.1	Bibliographie.....	30
3.1.2	Colocalisation.....	30
3.1.3	Comparaison et statistiques.....	30
3.1.4	Exemple de procédure de validation.....	31
3.2	Exemples de validation du modèle MARS3D extraits de la littérature.....	32
3.2.1	En Atlantique.....	32
3.2.2	En Mer Méditerranée.....	32
4	Applications au modèle numérique MARS3D.....	35
4.1	Les configurations méditerranéennes du modèle étudiées.....	35
4.2	Comparaison MENOR - données ARGO.....	36
4.2.1	Interpolation des données.....	37
4.2.2	Comparaison des données sur tout le profil vertical.....	37
4.2.3	Comparaison des données par couches hydrologiques.....	46
4.3	Comparaison MENOR - données TSG.....	49
4.3.1	Méthodologie.....	49
4.3.2	Exemple : comparaison modèle / observations de l'Atalante.....	50
4.4	Application à la mise en place et à la validation du modèle côtier RHOMA.....	51
5	Action transverse : développement de la mesure ADCP en côtier.....	52
6	Conclusions et perspectives.....	53
	ANNEXE 1.....	54
	ANNEXE 2.....	57
	ANNEXE 3.....	59
	ANNEXE 4.....	87
	ANNEXE 5.....	89
	BIBLIOGRAPHIE.....	90

1 Actualisation des connaissances sur l'hydrodynamique de la Méditerranée Nord occidentale

La mer Méditerranée est un bassin d'environ 2,5 millions de km² presque entièrement fermé, compris entre l'Europe, l'Afrique du Nord et l'Asie Occidentale, et elle ne communique avec l'océan Atlantique que par le détroit de Gibraltar (figure 1). Le resserrement entre la Sicile et la Tunisie la divise en deux bassins : un bassin occidental et un bassin oriental. Ce chapitre va s'intéresser, en premier lieu, à l'actualisation des connaissances sur la circulation générale dans le bassin occidental de la mer Méditerranée pour ensuite se focaliser sur les différentes échelles mises en évidence dans la partie nord de ce bassin par de récentes études.

1.1 La Méditerranée occidentale : quelques généralités

1.1.1 La circulation générale



Figure 1 : la mer Méditerranée : ses différents bassins et mers intérieures (source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Image:Mediterranean_Sea_political_map-fr.svg).

La mer Méditerranée est un bassin d'évaporation ou encore de concentration, c'est-à-dire une mer dont le taux d'évaporation est supérieur au taux de précipitation et aux apports fluviaux. Ce déficit en eau, accompagné d'une concentration en sel plus élevée, augmente la densité de l'eau de la mer et est compensé par des entrées d'eau moins dense, en surface, par le détroit de Gibraltar (Lacombe et Tchernia, 1972). Cette eau d'origine atlantique, contrainte par la force de Coriolis (dans l'hémisphère nord), va longer les côtes qu'elle trouve sur sa droite, et ainsi circuler dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dans l'ensemble de la mer Méditerranée (Milot, 1989).

Au sud du bassin occidental, le long des côtes algériennes, cette circulation cyclonique, caractérisée par le Courant Algérien, est très turbulente avec la génération de tourbillons anticycloniques pouvant atteindre ~100 km de diamètre (e.g. Millot, 1991 ; Millot et Taupier-Letage, 2005a) ; tandis qu'au nord elle est représentée par le Courant Nord Méditerranéen qui est une veine plus stable (Millot, 1989).

1.1.2 Les principales masses d'eau

Les différentes masses d'eau présentes en Méditerranée occidentale ont fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies et des schémas de circulation (figures 2 et 3) de plus en plus précis ont pu être établis pour chacune d'entre elles (e.g. Millot, 1987 ; Millot, 1999 ; Send et al., 1999 ; Millot et Taupier-Letage, 2005a). Ces masses d'eau peuvent être répertoriées selon l'immersion à laquelle elles sont rencontrées :

- en surface : l'eau d'origine atlantique ou AW (Atlantic Water, précédemment appelée MAW : Modified Atlantic Water),
- à mi-profondeur : l'eau levantine intermédiaire ou LIW (Levantine Intermediate Water) et épisodiquement l'eau hivernale intermédiaire ou WIW (Winter Intermediate Water),
- au fond : l'eau méditerranéenne profonde ou WMDW (Western Mediterranean Deep Water) et l'eau tyrrhénienne profonde ou TDW (Tyrrhenian Deep Water).

L'eau d'origine atlantique (AW), une fois entrée en Méditerranée par le détroit de Gibraltar, va subir des modifications le long de son parcours cyclonique dans la couche de surface (100 à 200 m d'épaisseur). Elle devient de plus en plus salée et, dans les régions les plus septentrionales, elle est progressivement refroidie par interaction avec l'atmosphère, ce qui la rend plus dense. Elle passe d'une salinité de 36.5 et d'une température de 15-16°C à Gibraltar, à une salinité de l'ordre de 38-38.3 et une température moyenne sous la couche de mélange de 14-15°C au nord de la Méditerranée occidentale (Millot, 1999 ; Albérola et Millot, 2003). En poursuivant sa circulation cyclonique dans les bassins occidentaux (figure 2) et orientaux, en particulier dans leurs parties nord, la AW va être impliquée dans la formation de nouvelles masses d'eau : les LIW, WIW et WMDW.

Au nord de la mer Levantine (figure 1), entre Chypre et Rhodes, la convection hivernale, due à l'augmentation importante de densité de la AW par évaporation et refroidissement sous l'action de masses d'air froid et sec, conduit à la formation de LIW (Font, 1987 ; Millot, 1987). La LIW est l'eau intermédiaire la plus salée et la plus chaude rencontrée à mi-profondeur en Méditerranée et, produite en grand volume, elle est facilement repérable dans toute la Méditerranée. Après avoir franchi le détroit de Sicile, elle suit d'abord un circuit cyclonique dans la mer Tyrrhénienne (où une partie passe le canal de Corse) puis, en sortie du détroit de Sardaigne, remonte les côtes ouest de Sardaigne et de Corse pour longer le talus continental des côtes italiennes, françaises et espagnoles jusqu'au détroit de Gibraltar (figure 3). Elle est repérée, surtout par son maximum en salinité, sous la couche de AW, entre 200 m et 600-1000 m de profondeur dans la Méditerranée nord occidentale (figure 4). Comme la AW au large des côtes algériennes, une partie de la LIW peut être entraînée des côtes sardes au centre du bassin occidental par des tourbillons anticycloniques (Millot et Taupier-Letage, 2005b).

La formation de la deuxième eau intermédiaire : la WIW, est quant à elle observée dans l'ensemble de la Méditerranée nord occidentale, aussi bien sur les plateaux continentaux du Golfe du Lion (Fieux, 1974 ; Person, 1974 ; Petrenko, 2003) et de la mer des Baléares (Salat et Font, 1987) qu'au large du Golfe du Lion (Conan et Millot, 1995 ; Fuda et al., 2000) et dans la mer Ligure (Albérola et al., 1995). Le processus de formation de la WIW est l'intense refroidissement de la AW de surface pendant de fortes tempêtes de vent de

Nord/Nord-Ouest en hiver. Sur le plateau continental, cette eau va s'enfoncer le long des isopycnes pour cascader dans les canyons du talus (Béthoux et al., 2002 ; Dufau-Julliand et al., 2004 ; Langlais, 2007 ; Ulses et al., 2008) et rejoindre, à sa profondeur d'équilibre isopycnale, la circulation générale ; tandis qu'au large elle va être recouverte par de la AW plus chaude et plus légère, advectée par le Courant Nord Méditerranéen (Albérola et al., 1995 ; Conan et Millot, 1995). Même si les caractéristiques de WIW peuvent varier d'un endroit à l'autre de la Méditerranée nord occidentale, cette masse d'eau est caractérisée et toujours repérée par un minimum de température entre la AW et la LIW (figure 4).

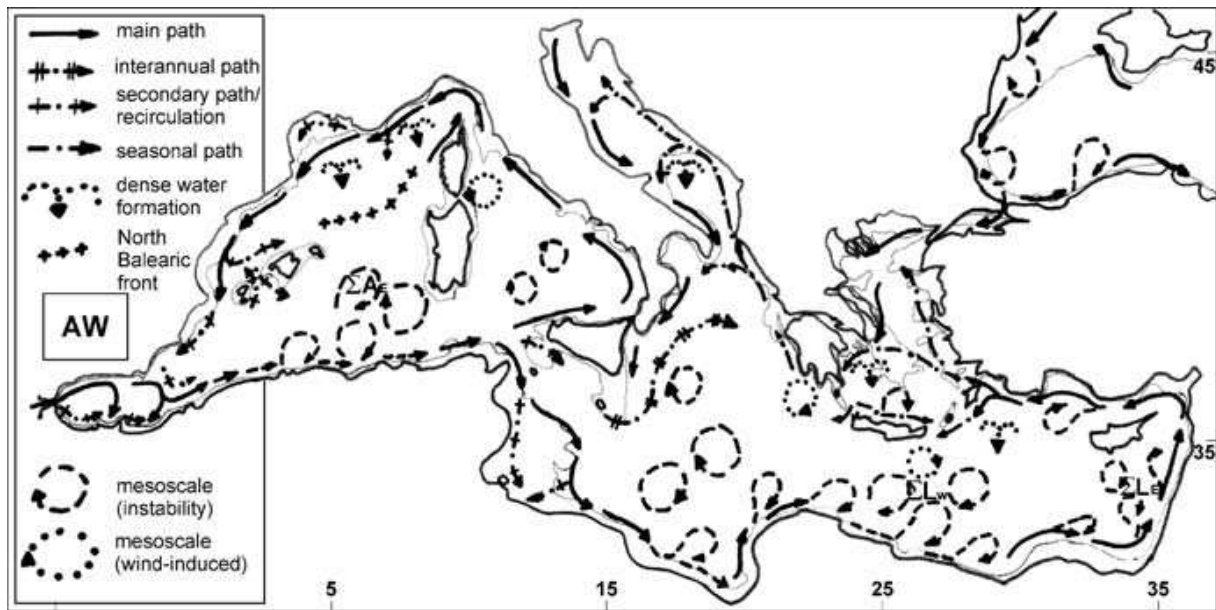


Figure 2 : circulation de AW en Méditerranée occidentale et zone de formation d'eau profonde (WMDW), issu de Millot and Taupier-Letage, 2005a.

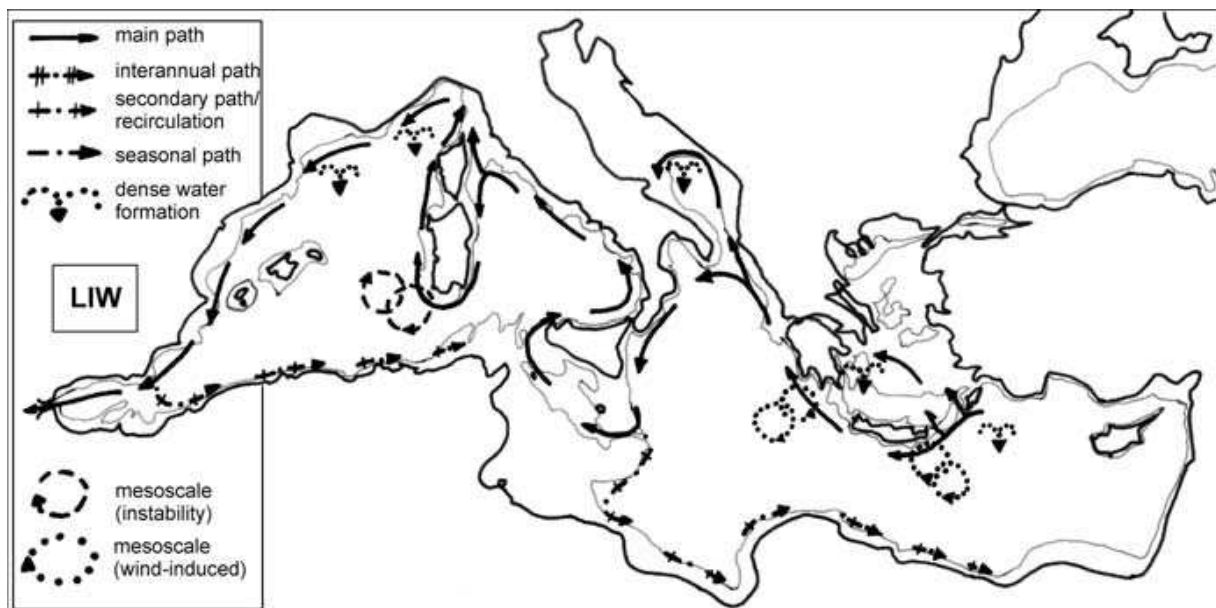


Figure 3 : circulation de LIW en Méditerranée occidentale et zone de formation d'eau profonde (WMDW), issu de Millot et Taupier-Letage, 2005a.

En Méditerranée nord occidentale, au cours de l'hiver, la AW et la LIW participent à la formation de la WMDW par convection à la suite d'une série de processus dynamiques (Gascard, 1978). Les conditions atmosphériques sont à l'origine du processus de convection profonde qui se produit, au large du Golfe du Lion, sur une zone de ~50 à 100 km de diamètre (figure 5), centrée sur 42°N et 5°E (MEDOC group, 1970), à travers des zones plus intenses et très localisées (d'un diamètre de l'ordre du kilomètre) appelées "cheminées" (Schott et Leaman, 1991 ; Schott et al., 1994). Le refroidissement atmosphérique hivernal et les forts vents froids et secs (Mistral et Tramontane) soufflant dans cette zone refroidissent la couche de surface (MAW) et augmentent, par évaporation, sa salinité, ce qui favorise la structure en dôme des isopycnes avec des densités très élevées qui affleurent la surface. Cette densification des eaux de surface s'accompagne d'une perte de flottabilité suffisante pour que le mélange atteigne d'importantes profondeurs, en particulier la couche de LIW. La LIW étant plus salée, la convection est favorisée et les cheminées de formation d'eau dense vont atteindre le fond de l'océan. Lorsque le mélange de AW et LIW atteint une densité assez élevée, celui-ci va plonger au fond du bassin et former la WMDW.

La WMDW participe, elle aussi, à la formation d'une masse d'eau : la TDW. Les eaux intermédiaires égéennes et adriatiques formées en Méditerranée orientale, cascaded par le détroit de Sicile à 2000 m (Sparnocchia et al., 1999) pour atteindre le fond de la mer Tyrrhénienne. Elles se mélangent alors avec les eaux de Méditerranée occidentale présentes dans ce sous-bassin, c'est-à-dire principalement la WMDW, pour former la TDW. La TDW s'écoule ensuite comme la WMDW dans les profondeurs du bassin occidental (Millot, 1999).

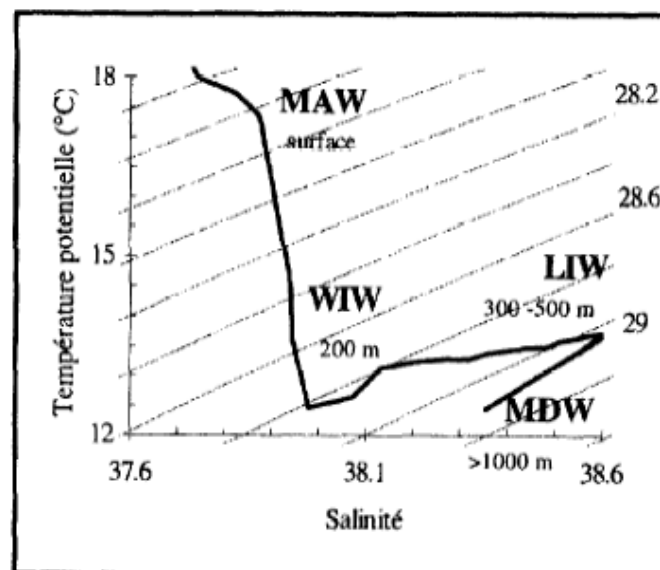


Figure 4 : diagramme θ/S type des différentes masses d'eau rencontrées en été dans le Golfe du Lion (les faibles valeurs de S de MAW sont dues aux apports du Rhône), issu de Conan et al., 1998.

Toutes ces masses d'eau suivent un circuit cyclonique dans la mer Méditerranée. Dans la partie nord du bassin occidental, le Courant Nord Méditerranéen transporte donc les eaux suivantes : la AW (faibles salinités : S de l'ordre de 38-38.3 et $T > 13.3^{\circ}\text{C}$) et LIW (hautes T et S : $T > 13.3^{\circ}\text{C}$ et $S > 38.5$) advectées tout au long de l'année et la WIW (minimum de température : $T < 13.2^{\circ}\text{C}$ et $S \sim [38.1-38.3]$) lorsque celle-ci est présente, i.e. lors d'hivers particulièrement secs et froids. Certains auteurs (Conan et Millot, 1995) associent aussi au Courant Nord Méditerranéen une quatrième masse d'eau : la WMDW ($T \sim 12.8-12.9^{\circ}\text{C}$ et $S \sim 38.42-38.45$).

1.1.3 Evolution des caractéristiques T, S

Comme la mise en évidence de l'Eastern Mediterranean Transient (EMT, CIESM, 2000) en Méditerranée orientale, une modification des caractéristiques des masses d'eau est aussi constatée en Méditerranée occidentale.

Salat et Pascual (2002) ont observé une augmentation de la température de surface de 1,1°C en 27 ans (soit 0,04°C par an) à la station de L'Estartit au large des côtes catalanes.

A Gibraltar, un réchauffement (0,3°C en 20 ans) et une augmentation de la salinité (0,6 en 20 ans) des eaux méditerranéennes sortantes (MW) sont mis en évidence par Millot et al. (2006), avec pour cause probable la modification de l'origine des eaux sortantes. En effet, ils montrent que ce n'est plus de l'eau formée dans le bassin occidental (WMDW) qui sort de Gibraltar en 2000-2003 mais de l'eau formée dans le bassin oriental (EOW) et mélangée dans le sous-bassin Tyrrhénien.

Une augmentation de la salinité des eaux d'origine atlantique (AW) décrite par Millot (2007, 2009) a été aussi observée à partir d'une CTD mouillée dans le détroit dans le cadre du programme HYDROCHANGE de la CIESM.

1.2 Les différentes échelles en jeu en Méditerranée nord occidentale

En Méditerranée nord occidentale, la marée est de faible importance, avec un marnage de quelques centimètres sur le plateau du Golfe du Lion (Lamy et al., 1981). Cette caractéristique rend l'étude des processus mésoéchelle plus aisée.

1.2.1 Le Courant Nord Méditerranéen

Le Courant Nord Méditerranéen sera nommé Courant Nord par la suite puisque ce rapport se focalise sur le bassin occidental de la Méditerranée.

Le Courant Nord (CN sur la figure 5) est formé, en mer Ligure, par la convergence des courants Est (ECC pour Eastern Corsican Current) et Ouest Corse (WCC pour Western Corsican Current) (Astraldi et al., 1990). Fortement guidé par la bathymétrie, il longe alors le talus continental d'est en ouest de la mer Ligure à la mer Catalane en passant par le Golfe du Lion (López-García et al., 1994 ; Millot, 1999) ; ce qui lui valut sa précédente appellation de courant Liguro-Provençal-Catalan. Dans la mer des Baléares, le Courant Nord atteint le canal d'Ibiza où il se scinde en deux avec une partie mineure qui, au lieu de traverser le canal d'Ibiza comme la majeure partie, se dirige vers le nord-est pour former le courant des Baléares (Pinot et al., 2002).

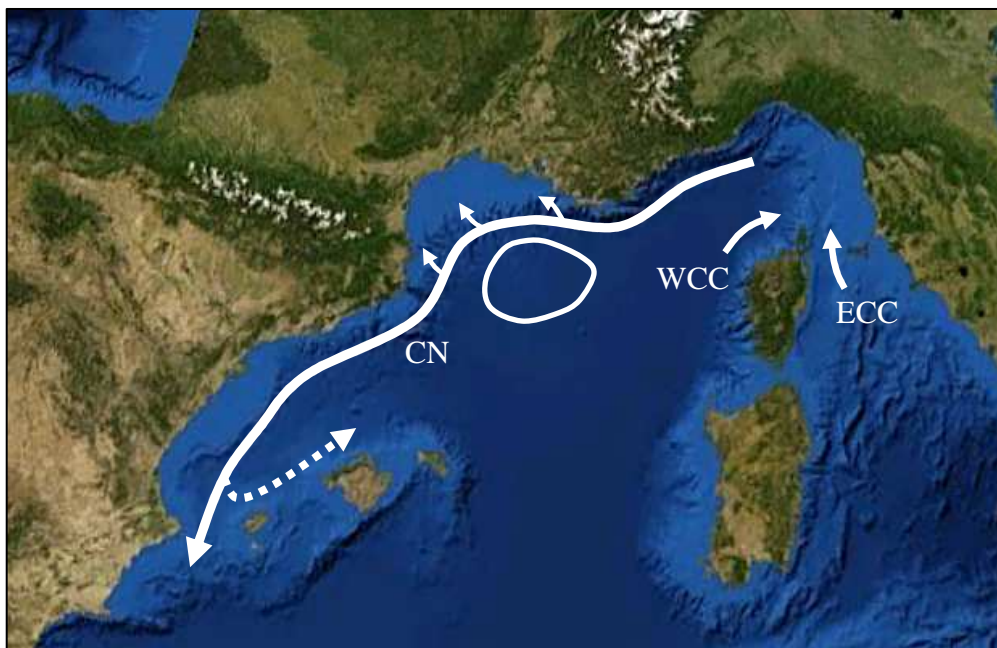


Figure 5 : Les principaux courants en Méditerranée nord occidentale : le Courant Nord (CN) de la mer Ligure à la mer Catalane avec ses possibles intrusions sur le plateau du Golfe du Lion, les courants Est (ECC) et Ouest Corse (WCC), et le courant des Baléares (en pointillé). La zone de formation d'eau profonde au large du Golfe du Lion est délimitée par le cercle blanc.

Le Courant Nord, généralement repéré entre les isobathes 500 et 2000 m, est un courant de densité en équilibre géostrophique. Il est associé à une structure en dôme des isopycnes (figure 6) en mer Ligure et au large du Golfe du Lion (Nyffeler et al., 1980 ; Crépon et Boukthir, 1987 ; Albérola et al., 1995 ; Conan et Millot, 1995) et à un front de

densité le long du talus en mer catalane (Font et al., 1988). Il sépare ainsi les eaux plus denses du large des eaux côtières, et son intensité est fonction de l'inclinaison des isopycnes. Un des moteurs aussi envisagé pour renforcer la circulation du Courant Nord est la formation d'eau profonde en hiver au large du Golfe du Lion (figure 5). Il semble en effet y avoir une relation entre la variabilité saisonnière du Courant Nord et la circulation cyclonique se développant autour de la zone de formation d'eau profonde en hiver (Crépon et Boukthir, 1987 ; Madec et al., 1991 ; Albérola et al., 1995 ; Conan et Millot, 1995).

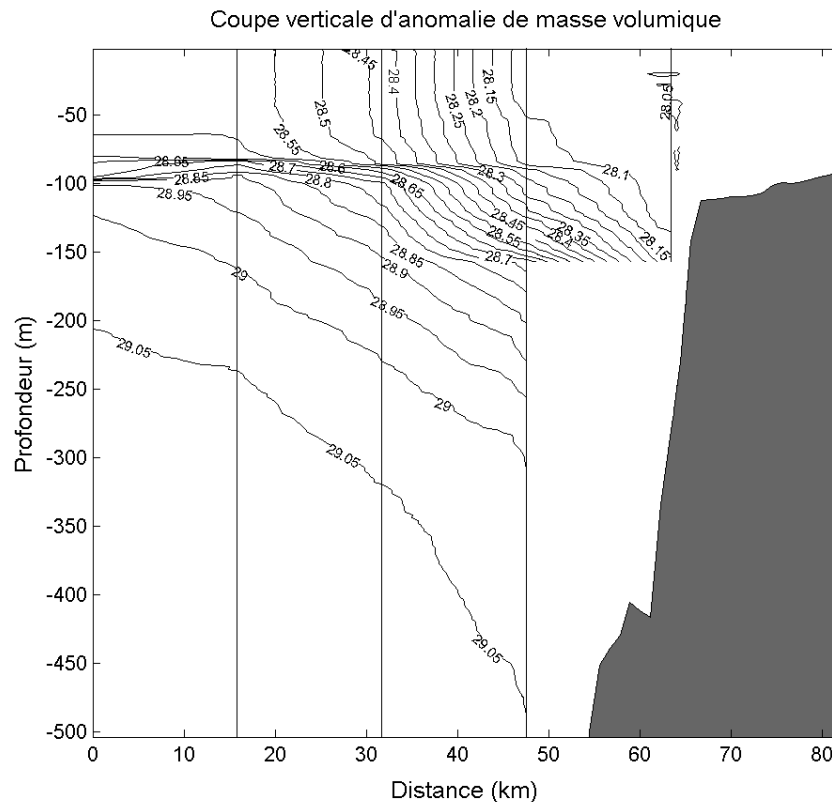


Figure 6 : Coupe verticale d'anomalie de masse volumique le long d'un trajet bateau Nord-Sud de la campagne GOLTS (Gatti et al., 2006) de décembre 2003 (1-6) à la longitude 5,13°E, calculée à partir de 6 profils CTD indiqués par les lignes verticales. Les isopycnes sont tracées tous les 0,05 kg/m³.

Le Courant Nord est une veine de courant présentant une forte variabilité saisonnière (Millot, 1991), aussi bien au regard de sa structure spatiale qu'au regard de son activité mésoéchelle.

Structure et intensité du Courant Nord

La délimitation verticale de la veine du Courant Nord est rendue difficile par l'absence, en profondeur, de cisaillement de vitesse bien marqué. L'isotach 5 cm/s est alors choisie arbitrairement comme limite inférieure de la veine dans la plupart des études sur le Courant Nord (e.g., Castellón et al., 1990 ; Conan et Millot, 1995 ; Petrenko, 2003).

Des données hydrologiques (Albérola et al., 1995 ; Conan et Millot, 1995 ; Albérola et Millot, 2003) et courantologiques (Castellón et al., 1990 ; Petrenko, 2003), collectées en mer Ligure, dans le Golfe du Lion et en mer Catalane, indiquent que le Courant Nord est large (~ 35-50 km), peu profond (< 250 m) et atteint des vitesses maximales de 30 à 50 cm/s de la fin

du printemps (mai-juin) à l'automne. En hiver (janvier à mars), il rétrécit (~ 20-30 km), s'approfondit (~ 250-500 m), se rapproche de la côte et s'intensifie avec des vitesses maximales de 60 à 80 cm/s. Font et al. (1995) et Petrenko (2003) montrent aussi qu'en cette saison le cœur du courant présente une asymétrie sur la verticale de sa limite en profondeur (figure 7). Au début du printemps, le Courant Nord commence à s'élargir pour retrouver sa forme estivale plus étendue.

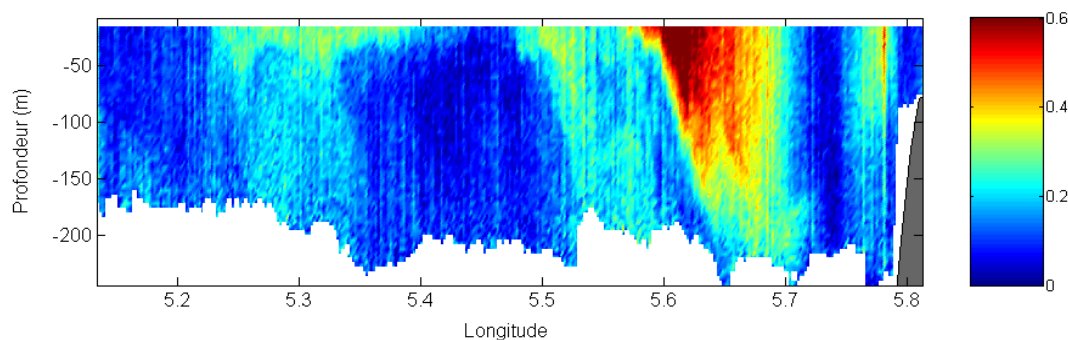


Figure 7 : Coupe verticale de l'amplitude des courants mesurés par l'ADCP de coque du Téthys II le long de la radiale 6-7 (figure II.2) de la campagne de valorisation GOLTS de mars 2003. Le cœur du Courant Nord se situe entre 5,6° et 5,7°E.

L'intensification du courant à la mi-automne, et au début de l'hiver (Durrieu de Madron et al. 1999) s'accompagne d'une intensification du flux du Courant Nord. Ce flux est élevé pendant toute la période hivernale, ensuite il décroît progressivement dès le printemps (Albérola et al., 1995) jusqu'en été. En mer Ligure, le flux du Courant Nord, calculé à partir de vitesses géostrophiques (référencées à 700 dbar), varie de 1 à 1,9 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) avec les minimum et maximum atteints respectivement en juillet et novembre/décembre (Albérola et al., 1995 ; Sammari et al., 1995). Béthoux et al. (1988) ont mesuré des flux de courant pouvant même atteindre 2,7 Sv en janvier 1982. Ces flux élevés, observés tout au long de l'hiver, semblent résulter du flux maximum atteint par le ECC en début d'hiver (Astraldi et al., 1990) et du flux maximum atteint par WCC en fin d'hiver. La variabilité saisonnière du flux du Courant Nord en mer Ligure serait donc liée à celle des courants Est et Ouest Corse (Astraldi et Gasparini, 1992). Au large du Golfe du Lion, des flux maxima sont à nouveau rencontrés en hiver : 1,5 Sv en novembre pour Conan et al. (1998), 2,25 Sv en décembre pour Gatti (2008) puis 2,1 Sv en janvier pour Petrenko (2003), et des flux minimums en été : 0,5 Sv (Conan et Millot, 1995) et 0,8 Sv (Petrenko et al., 2005) au mois de juin, que ce soit respectivement à partir de calculs de vitesses géostrophiques ou de mesures ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). En entrée de la mer Catalane, Font et al. (1988) font la même constatation avec un flux variant de 1 Sv en été à 2 Sv en hiver. Castellón et al. (1990) retrouvent un flux de 1 Sv en mai-juin par mesures ADCP.

Cependant, en mer Ligure et dans le Golfe du Lion, des valeurs de flux élevées ont été obtenues en dehors de la période hivernale : au début du printemps (1,8 Sv en avril, Conan et Millot, 1995) ou en été (1,7 Sv en juillet : Sammari et al. (1995), et 2 Sv en juin : Petrenko (2003)). Les flux élevés observés en juin par Petrenko (2003) pourraient être dus à la présence d'oscillations d'inertie influençant les courants mesurés par ADCP.

Activité mésoéchelle du Courant Nord

En hiver principalement, le Courant Nord devient plus instable et son activité mésoéchelle se manifeste par le développement de méandres (Millot, 1991) et le détachement de tourbillons.

Les méandres du Courant Nord ont d'abord été mis en évidence en mer Ligure à partir d'images satellitaires thermiques par Crépon et al. (1982). Repérés en décembre 1977, ils ont une longueur d'onde de 38 km, une vitesse de phase de 18 cm/s, soit une période de 2,5 j. En novembre 1979, certains ont des longueurs d'onde atteignant les 30 à 70 km. A partir de l'analyse spectrale de courantomètres sur une radiale de mouillages au large de Nice, Albérola et al. (1995) et Sammari et al. (1995) détectent des fluctuations transverses et parallèles à la veine du Courant Nord ayant des périodes de 3-6 jours pour les premières et de 10-20 jours pour les secondes. Ils associent les fluctuations transverses dans la bande temporelle de 3-6 jours à des méandres. Sammari et al. (1995) montrent qu'ils se propagent à environ 10 km/j, et présentent alors des longueurs d'onde de 30 à 60 km. Pour la bande des 10-20 jours, Sammari et al. (1995) l'interprètent comme un pulse du flot moyen, tandis qu'Albérola et al. (1995) la détectent aussi pour des fluctuations transverses et l'interprètent alors comme des méandres de plus grande amplitude.

Dans le Golfe du Lion, la manifestation d'une activité mésoéchelle du Courant Nord a été révélée par le déplacement du cœur du Courant Nord de 20 à 35 km de la côte au large de Marseille en une semaine (Conan et Millot, 1995). Ensuite, l'analyse spectrale de courantomètres placés dans le canyon du Grand Rhône (Durrieu de Madron et al., 1999) et dans les canyons voisins (Flexas et al., 2002) identifie des fluctuations du courant dans la bande synoptique 2-10 jours avec des pics d'énergie à 3,5 j et 7 j. Deux bandes spectrales de fluctuation des courants à 3-5,3 jours et à 9-15 jours sont aussi détectées sur des données d'ADCP autour du canyon de Marseille (André et al., 2009). Dans cette région du talus, Flexas et al. (2002) confirment, par une analyse d'images AVHRR, la présence de larges méandres de longueur d'onde 80 km et de vitesses de phase allant de 2,3 cm/s à 8,9 cm/s, soit de périodes de 10-40 jours. Petrenko (2003) observe, quant à elle, des méandres de longueur d'onde de 70 km, lors d'une campagne en mer couvrant le Golfe du Lion.

En mer Catalane, des méandres de quelques dizaines de kilomètres sont détectés jusqu'au canal d'Ibiza (Pinot et al., 2002). Avec un mouillage de courantomètres en rebord de plateau, Font (1990) mesure des fluctuations importantes du courant dans la bande temporelle : 3-12 jours, puis Font et al. (1995) précisent que ces fluctuations ont des pics d'énergie à 3 j et 7,7 j, ce qui est cohérent avec les observations précédentes dans les régions amonts de Méditerranée nord occidentale.

Toutes ces études s'accordent à dire que l'activité mésoéchelle est relativement faible au printemps et en été, augmente rapidement en automne pour atteindre son intensité maximale en hiver puis décroître en fin d'hiver (Taupier-Letage et Millot, 1986 ; Albérola et al., 1995 ; Font et al., 1995 ; Sammari et al., 1995). Cette activité mésoéchelle a été reliée au processus d'instabilité barocline (Crépon et al., 1982 ; Sammari et al., 1995 ; Flexas et al., 2002) en utilisant un modèle analytique. La variabilité mésoéchelle pourrait être associée au développement d'instabilités baroclines autour de la zone de convection hivernale (Gascard, 1978). Cependant toutes les fluctuations à mésoéchelle du Courant Nord ne sont pas expliquées par des instabilités baroclines, en particulier celles de la bande temporelle 3-6j. Pour expliquer cette bande temporelle, Flexas et al. (2004) proposent qu'elle soit due à des instabilités barotropes, l'activité mésoéchelle du Courant Nord résulterait donc à la fois d'instabilités baroclines et barotropes.

1.2.2 Intrusions du Courant Nord

Le Courant Nord, qui est fortement guidé par la bathymétrie, longe le talus continental du Golfe du Lion d'est en ouest. Que ce soit à partir de données satellitaires, hydrologiques, ou courantologiques, des intrusions du Courant Nord ont déjà été observées à travers la pente continentale du Golfe du Lion en trois sites privilégiés :

- à l'entrée Est (Millot et Wald, 1980 ; Albérola et Millot, 2003 ; Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2005 ; Gatti, 2008),
- au centre (Estournel et al., 2003 ; Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2005 ; Leredde et al., 2007),
- et à l'Ouest du Golfe du Lion (Petrenko, 2003 ; Petrenko et al., 2008).

Ces intrusions peuvent revêtir un rôle important dans l'appauvrissement et le contrôle de l'écosystème du Golfe du Lion.

Intrusions à l'ouest

Estournel et al. (2003) ont montré, dans des tests académiques sur une modélisation de l'expérience FETCH (mars 1998), qu'en période non stratifiée hivernale des intrusions du Courant Nord se produisaient, à l'ouest du Golfe du Lion, en condition de Tramontane homogène. De telles intrusions à l'ouest ont été observées, grâce à des données d'ADCP de coque, lors des campagnes Moogli 2 en juin 1998 et SARHYGOL 2 en avril 2000 (Petrenko et al., 2008). Ces intrusions pénètrent sur la partie sud-ouest du plateau par le canyon de Cap Creus et sont générées, en période stratifiée, uniquement durant des forçages de Tramontane homogène sur le Golfe du Lion (Petrenko et al., 2008). Petrenko et al. (2008) ont mis en évidence, avec une modélisation réaliste de la campagne Moogli 2 par le modèle SYMPHONIE, que la Tramontane homogène crée une circulation anticyclonique sur la partie ouest du plateau, qui induit un export sur la partie nord-est du plateau. Cet export est alors compensé par une intrusion à l'ouest au large du Cap Creus. Des intrusions à l'ouest sont aussi reproduites, sous de telles conditions de vent, par le modèle NEMO (Langlais, 2007).

Intrusions au centre

Des intrusions au centre du Golfe du Lion, entre 3,9°E et 4,3°E, ont été détectées à plusieurs reprises : pendant la campagne FETCH sur des images AVHRR de température de surface (Estournel et al., 2003), et pendant les campagnes SARHYGOL 3 (Petrenko et al., 2005) et HYGAM (Leredde et al., 2007), grâce à l'interprétation de données d'ADCP de coque par la modélisation réaliste de ces campagnes. Estournel et al. (2003) ont suggéré, à partir d'études numériques de sensibilité, que ces intrusions au centre du golfe sont induites par une circulation du plateau particulière, engendrée sous l'effet combiné de la Tramontane et du Mistral. En effet, ils montrent que la Tramontane cisailée génère une circulation cyclonique à l'ouest et le Mistral cisailé une circulation anticyclonique au nord du plateau ; ce qui entraîne un export d'eau au sud-ouest du plateau, compensé par une intrusion au centre du golfe, advectée par cette double circulation. Toutes les études précédemment citées, ainsi que des études numériques utilisant d'autres modèles (MARS3D pour André et al., 2005 ; NEMO pour Langlais, 2007), confirment que les intrusions au centre du golfe sont générées par cette condition mixte de Tramontane et Mistral, en période stratifiée ou non.

Intrusions à l'est

Millot et Wald (1980) ont constaté, à partir d'images AVHRR, que des intrusions s'effectuaient dans la couche de surface sur la partie est du plateau continental après un violent épisode de Mistral. Sans parler de réelles intrusions du Courant Nord, Albérola et Millot (2003) ont montré que le Courant Nord pouvait influencer la circulation de la baie de Cassis. En période stratifiée, la partie supérieure du Courant Nord peut pénétrer sur le plateau avec une circulation opposée au fond (courant de fond vers l'est) et, en période non stratifiée, des méandres du Courant Nord peuvent empiéter complètement dans le canyon de Cassis et atteindre le plateau sur toute sa profondeur. Petrenko (2003), avec les campagnes MOOGLI 2 et 3, et Petrenko et al. (2005), avec la campagne SARHYGOL 3, ont aussi observé une intrusion à l'est non réduite à la seule couche de surface, à partir de données d'ADCP de

coque, respectivement pendant un vent de Nord-Est et pendant un faible vent de Nord-Est succédant à un fort épisode de Mistral.

Auclair et al. (2001) ont remarqué, à partir d'une étude sur l'amélioration de l'initialisation et du forçage aux limites d'un modèle hydrodynamique côtier, qu'un vent de Sud-Est permettait un transport intrusif maximal du Courant Nord, probablement à cause du transport d'Ekman et/ou de la position du Courant Nord alors très proche de la côte avec une réponse du Courant Nord au forçage atmosphérique très rapide, de l'ordre de la journée. Une représentation analytique du Courant Nord par un jet barocline côtier se déplaçant d'abord le long d'un mur vertical, puis rencontrant un golfe sur sa droite, a montré l'existence de plusieurs processus hydrodynamiques, suivant les profondeurs relatives du jet et du plateau et/ou de la thermocline (Echevin et al, 2003). Cette étude considère qu'une situation de faible stratification et de pycnocline profonde sur le plateau avec un Courant Nord plus profond que le plateau peut être une barrière aux intrusions du Courant Nord dans le golfe et que, au contraire, il y aurait séparation du Courant Nord en deux branches et intrusion d'une de ces branches dans une situation opposée avec un Courant Nord moins profond en condition stratifiée. L'inverse a cependant été observé durant les campagnes Moogli (Petrenko, 2003).

Ce qui suit est un résumé des diverses avancées apportées par la thèse de Gatti (2008) dans le cadre du projet GOLTS (Gulf Of Lion Time Series, 2001-2004), qui avait pour objectif d'améliorer l'observation et la compréhension de ces intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion.

Les données des 12 campagnes en mer GOLTS (réalisées entre juin 2002 et avril 2005) ont permis de confirmer l'existence, en toute saison, d'intrusions du Courant Nord sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. Leurs flux varient de 0,04 Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à 0,37 Sv, et représentent 4% à 30% de la veine du Courant Nord, la borne supérieure étant surestimée à cause d'une sous-estimation du flux du Courant Nord engendrée par un problème de portée sur la verticale de l'ADCP de coque du Téthys II. D'après les sorties du modèle SYMPHONIE sur les 6 premiers mois de l'année 2002, les intrusions se produisent en moyenne 3 à 4 fois par mois, avec une durée allant de quelques jours à deux semaines, sachant que ce maximum est surestimé à cause d'un Courant Nord modélisé trop près de la côte. Les mesures *in situ* et les sorties de modèle s'accordent à montrer que les intrusions se présentent soit sous la forme d'une veine séparée de la veine principale du Courant Nord soit sous la forme d'une partie de la veine principale du Courant Nord empiétant sur le plateau (figure 8).

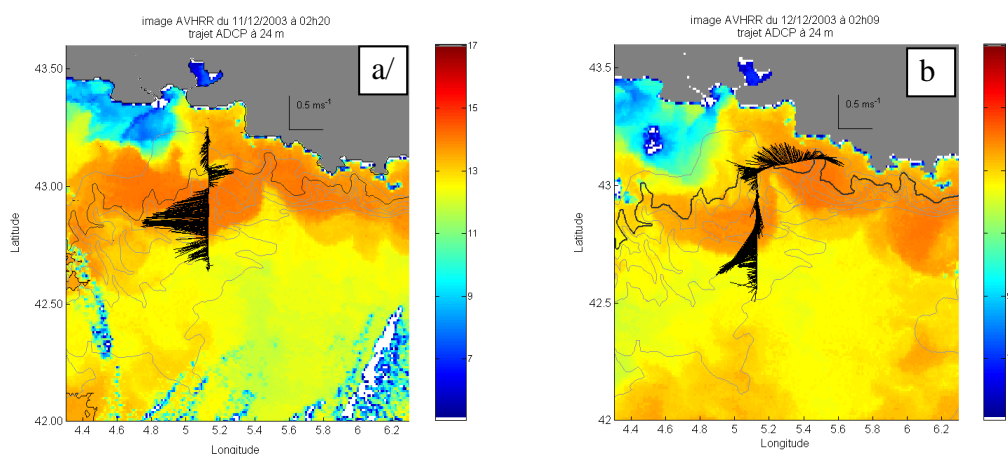


Figure 8 : Exemple d'intrusions sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion : a/ sous forme de veine séparée, b/ par empiètement du Courant Nord, extrait de Gatti (2008).

Elles ont lieu en différents endroits du plateau : par le canyon de La Ciotat et le banc des Blauquières, entre le canyon du Planier et le canyon de Cassis et au niveau du canyon du Planier. Les études de sensibilité à la bathymétrie ont permis de conclure que le canyon de Cassis n'était pas un chemin potentiel pour les intrusions. De plus, il peut y avoir une évolution temporelle, ou même temporelle et spatiale, entre les deux formes d'intrusion décrites précédemment.

L'analyse de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale a permis d'identifier deux termes sources de vorticité pouvant expliquer le franchissement des isobathes par le Courant Nord : l'effet GJEBAR et le rotationnel de la tension de vent. C'est une partie du terme GJEBAR, le terme JEBAR classique, qui joue, en période stratifiée, un rôle majeur dans la génération d'intrusion. Trois situations de vent permettent d'engendrer des intrusions : l'arrêt du Mistral, le Mistral canalisé et le vent d'Est. Par contre, pendant un Mistral homogène il ne peut y avoir d'intrusion. Les deux premières situations favorables aux intrusions peuvent être expliquées par un processus : l'inhomogénéité du vent. Dans les cas du vent d'Est, ce sont le transport d'Ekman et le déplacement du courant vers la côte qui favorisent les intrusions. D'autres facteurs encouragent le développement d'intrusions : le positionnement sur la verticale (peu profond) et l'horizontale (proche de la côte) du Courant Nord en entrée du golfe ainsi que son degré d'instabilité mésoéchelle. En revanche, ni la variabilité saisonnière de son intensité, ni la variation du bilan d'eau du Golfe du Lion n'influence l'occurrence d'intrusion.

1.2.3 Tourbillons mésoéchelle à submésoéchelle

Des tourbillons anticycloniques de 40-45 km de diamètre (Rubio et al., 2005) ont été observés et étudiés en divers endroits de la mer Catalane (Tintoré et al., 1990 ; Arnau, 2000 ; Pascual et al., 2002). Arnau (2000) puis Rubio et al. (2005) s'interrogent sur une origine plus lointaine, dans le Golfe du Lion, et une advection possible par le Courant Nord de tels tourbillons jusqu'en mer Catalane. Flexas et al. (2002) mettent en effet en évidence à partir d'images AVHRR des tourbillons anticycloniques de quelques dizaines de kilomètres de diamètre sur le bord interne du Courant Nord dans le Golfe du Lion à l'ouest de 5°E (figure 9). Rubio et al. (2009a) montrent finalement par une étude de modélisation numérique qu'un tel tourbillon anticyclonique peut être généré par une séparation de flux au niveau du Cap Creus pendant un épisode de fort vent de Nord-Ouest.

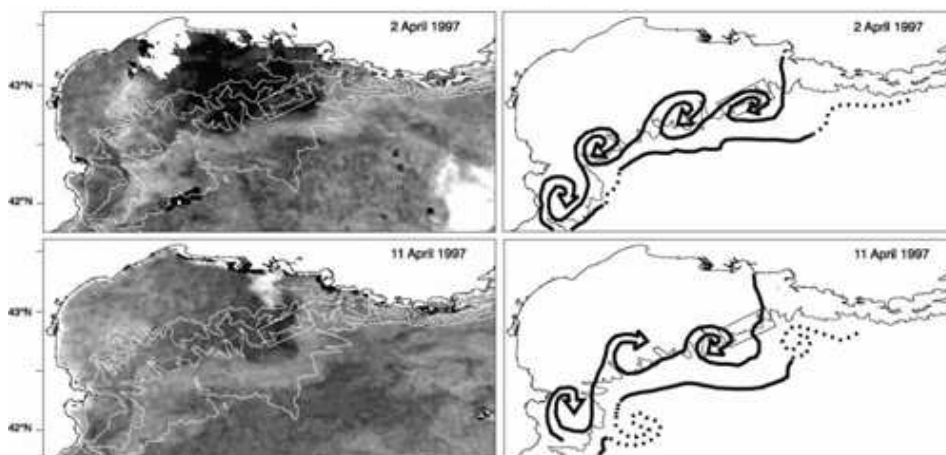


Figure 9 : Exemple de tourbillons mésoéchelle détectés sur le bord interne du Courant Nord à partir d'images AVHRR, extrait de Flexas et al. (2002).

D'autres tourbillons en lien moins direct avec l'activité mésoéchelle du Courant Nord sont mis en évidence dans le Golfe du Lion. Estournel et al. (2003) ont montré que les rotationnels du Mistral et de la Tramontane induisent le développement, respectivement, d'une circulation anticyclonique sur la partie nord et d'une circulation cyclonique sur la partie ouest du plateau du Golfe du Lion. De telles structures, de dizaines de kilomètres de diamètre, peuvent influencer les échanges côte-large. Hu et al. (2009) ont reproduit, avec le modèle SYMPHONIE, un tourbillon anticyclonique repéré sur des images SeaWifs sur la partie Ouest du Golfe du Lion. Ce tourbillon, détecté en été, présente une position constante, une durée de vie allant jusqu'à 60 jours et une aire de 1200 km² en moyenne d'après la modélisation. Une étude plus approfondie des causes et conséquences d'une telle structure persistante est en cours dans le cadre du projet LATEX. Schaeffer et al. (2010) ont aussi montré à partir de données de radar HF la présence récurrente sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion de tourbillons anticycloniques de diamètre de 30 à 40 km et d'une durée de vie allant de quelques heures à quelques jours. A l'aide du modèle hydrodynamique MARS3D, ils privilégient deux mécanismes de génération pour ces tourbillons : tout d'abord, l'action couplée de la relaxation d'un fort Mistral et de la contrainte bathymétrique entre l'embouchure du Rhône et Marseille puis le détachement d'un tourbillon anticyclonique du panache du Rhône suite à la relaxation d'un vent du Sud.

Des structures de plus fines échelles (O(10 km)) sont mises en évidence sur la partie est du Golfe du Lion à partir des données de l'expérience ECOLOPHY (2005-2006). André et al. (2009) observent à partir des trajectoires de bouées dérivantes des tourbillons de quelques kilomètres de diamètre sur le bord interne du Courant Nord. Allou et al. (2010) mettent en évidence par un algorithme de détection appliqué aux données de courant d'ADCP mouillés en point fixe la présence récurrente de tourbillons submésoéchelle barotropes et anticycloniques de 12 à 28 km de diamètre.

1.2.4 Oscillations d'inertie

Outre les upwellings et downwellings, les variations temporelles rapides des vents d'Ouest/Nord-Ouest (la Tramontane) et du Nord/Nord-Ouest (le Mistral) déclenchent sur le plateau du Golfe du Lion, en période stratifiée, des phénomènes caractérisés par la fréquence d'inertie (période d'inertie locale : ~ 17,5h à 43°N de latitude). Des oscillations d'inertie ainsi que des ondes internes, dont la fréquence tend vers la fréquence d'inertie par valeurs supérieures, ont pu être observées sur le plateau ; les premières par l'analyse spectrale de séries temporelles de courants (Millot et Crépon, 1981 ; Broche et al., 1983 ; Petrenko, 2003), les secondes par l'analyse spectrale de séries temporelles de température (Millot et Crépon, 1981). Millot et Crépon (1981) ont montré que deux processus physiques semblent être à l'origine de ces oscillations à la fréquence d'inertie et proche-inertielle : il y a une réponse aux variations temporelles du vent local dans la couche de surface et la propagation vers le large d'ondes longues barotropes et baroclines créées à la côte lors de la phase d'ajustement géostrophique.

2 Données disponibles pour la validation

Ces dernières décennies, de nombreux systèmes d'observation fixes/mobiles mono/multi-capteurs et campagnes en mer mono/pluri-disciplinaires ont été réalisés. A quelques exceptions près, ces observations sont ponctuelles (en temps et en espace) et ne permettent pas de couvrir la large gamme d'échelles spatio-temporelles de la circulation côtière. Grâce aux divers services d'observation le long des côtes françaises, une pérennisation de la mesure *in situ* continue est entreprise (réseau SOMLIT, stations MOLA, JULIO, BOUSSOLE, ...). Depuis quelques années, en soutien à cette démarche, des programmes sont mis en place au niveau national (tel que le réseau MOOSE coordonné par l'INSU) et international (tel que le réseau HYDROCHANGE à l'initiative de la CIESM, le projet ARGO), ce qui permet de multiplier les sites échantillonnés et ainsi d'augmenter la résolution spatiale des observations. De tels réseaux sont essentiels pour fournir les données continues en temps réel (ou quasi-réel) nécessaires pour valider les modèles numériques opérationnels côtiers. De nouvelles plateformes d'observation sont aussi développées (AUV, gliders, ...) pour améliorer la résolution spatio-temporelle des plateformes existantes. Un système complémentaire à ces mesures *in situ* est la télédétection spatiale qui apporte une vue synoptique et de longues séries temporelles de l'état de surface des océans depuis la zone hauturière jusqu'à la zone côtière. Une liste descriptive de ces différentes plateformes d'observation est dressée dans ce chapitre.

2.1 Mesures *in situ*

2.1.1 Données eulériennes

Les systèmes d'observation fixes que sont les mouillages offrent des données eulériennes avec une résolution temporelle riche mais une faible résolution spatiale.

En Méditerranée, ils se répartissent sur le domaine côtier et le domaine hauturier (anciens mouillages : SOFI/GOLTS, ECOLOPHY, SOLA, FRAME, DYFAMED, réseau MEDCHANGE, ... et plus récents : Boussole, JULIO, MOLA, Mesurhò, ANTARES, POEM-L2R, 42N5E). Les mouillages fournissent des séries temporelles de paramètres aussi bien océanographiques (équipés de capteurs hydrologiques tels que CTD, thermistance ; de capteurs courantologiques tels que courantomètre ponctuel (Aanderaa), profileur de courant (ADCP) ; de capteurs biogéochimiques tels que transmissomètre, fluorimètre ; de capteurs bio-optiques tels que Satlantic OCR ; de capteurs des variations de la surface de la mer tels que marégraphe, houlographe, ...) que météorologiques (stations terrestres ou bouées du large équipées par exemple d'anémomètre, baromètre, pluviomètre et pyranomètre).

2.1.2 Données lagrangiennes

Les flotteurs lagrangiens permettent d'avoir des informations sur les courants à la profondeur à laquelle ils sont ancrés ou drogués (exemple de trajectoires lagrangiennes sur la figure 10). Leur utilisation est donc très intéressante pour toutes les études de suivi de masses d'eau, c'est-à-dire une démarche plutôt hauturière que côtière. Les flotteurs trouvent une application en côtier avec le suivi de structures tourbillonnaires méso-échelles à sub-mésoéchelles. Cependant, ils dérivent depuis leur point de déploiement au gré des courants et ne permettent donc pas d'échantillonner une zone précise. Pour finir, ce ne sont pas des

systèmes multi-capteurs, ils ne fournissent généralement que des mesures hydrologiques et ne sont que très rarement équipés de capteurs biogéochimiques (dont le coût est trop élevé).

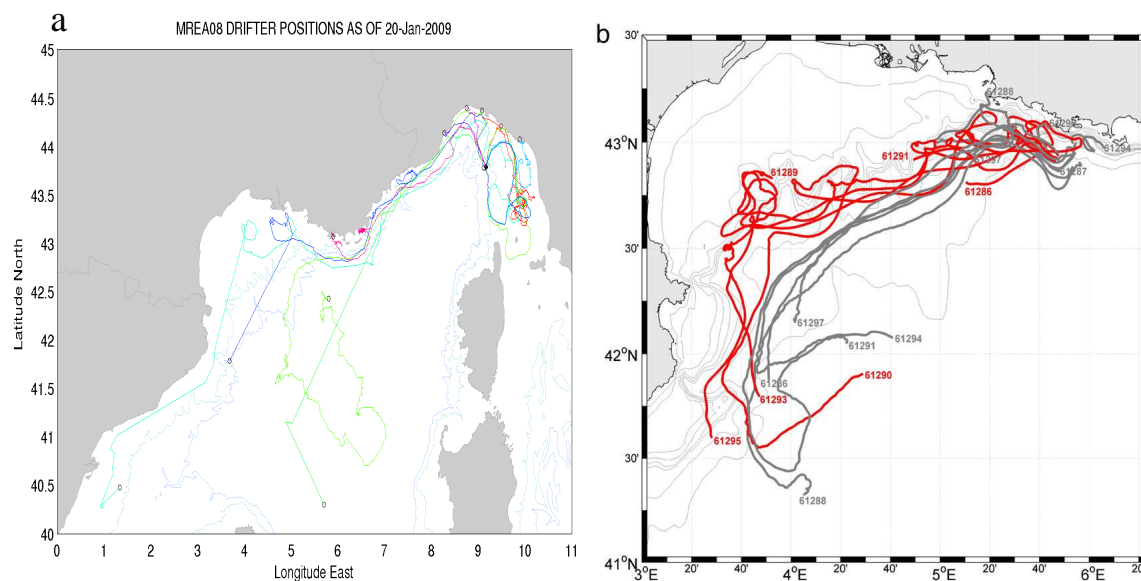


Figure 10 : Trajectoires des flotteurs lagrangiens déployés a / dans le cadre du projet MREA (Marine Rapid Environmental Assessment, <http://poseidon.ogs.trieste.it/sire/drifter/mrea08/>, Pierre-Marie Poulain) et b/ pendant la campagne ECOLOPHY 2005 (extrait de Rubio et al. (2009b)).

De nombreux flotteurs sont déployés en Méditerranée Nord occidentale. La base de données Coriolis (ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/coriolis/lagrangian_buoy/) archive et diffuse les mesures recueillies par une partie de ces flotteurs (bouées des projets : ECOLO/ECOLOPHY, PELMED/SARDONE et LATEX). L'autre partie des flotteurs est accessible au cas par cas par requête aux chefs de projet concernés.

2.1.3 Données mixtes

Les données "de coque" sur navires de recherche et "navires d'opportunité"

Deux types de données basiques sont mesurées à partir des coques des navires de recherche : les données hydrologiques (température et salinité de surface par un thermosalinomètre de coque) et courantologiques (profils de courant par un ADCP de coque). D'autres instruments tels que fluorimètres et capteurs biogéochimiques peuvent être ajoutés. Ces données sont acquises dès que le navire sort du port, qu'il soit en transit ou en campagne en mer. Actuellement, plusieurs projets tels que le projet TRANSMED de la CIESM en Méditerranée (Taupier-Letage, www.ifremer.fr/lobtln/TRANSMED) ou le projet Ferrybox en Atlantique (<http://www.ferrybox.org/>) ont pour objectif de développer l'acquisition de données de coque à partir des navires de commerces en transit, alors nommés "navires d'opportunité" (traduction de "ship of opportunity"), en les équipant de thermosalinomètres de coque par exemple. Bien que ces trajets de transit ne correspondent pas toujours à des zones d'intérêt scientifique, ils permettent d'augmenter la couverture spatiale et le nombre de données pour la validation des modèles numériques.

Le projet international GOSUD (Global Ocean Surface Underway Data) a alors été mis en place pour archiver et pour transmettre en temps réel ou quasi-réel toutes les données

de coque acquises par les navires de recherche et les "navires d'opportunité". Ces données sont accessibles via la base de données Coriolis par sélection d'une zone géographique et d'une période temporelle, soit par téléchargement à partir d'un site ftp (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/gosud>), soit en accès direct OpenDAP (<http://www.ifremer.fr/cgi-bin/nph-dods/data/in-situ/gosud/>).

La Division Technique de l'INSU met aussi à disposition les données d'ADCP et de thermosalinomètre de coque acquises par son navire côtier Téthys II sur la façade méditerranéenne, via la base de données SAVED (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>).

Les flotteurs profileurs ARGO

Les flotteurs ARGO sont des flotteurs autonomes dérivant à une certaine profondeur au gré des courants et réalisant, à des intervalles de temps régulier, des profils verticaux de température (T) et salinité (S) dont ils transmettent les valeurs par liaison satellitale en faisant surface (figure 11). Les profileurs ARGO utilisés en Méditerranée sont, pour la plupart, des PROVOR fournissant tous les 5 jours des profils verticaux de mesure de T et S entre 700m et la surface avec une résolution sur la verticale de l'ordre de 10m.

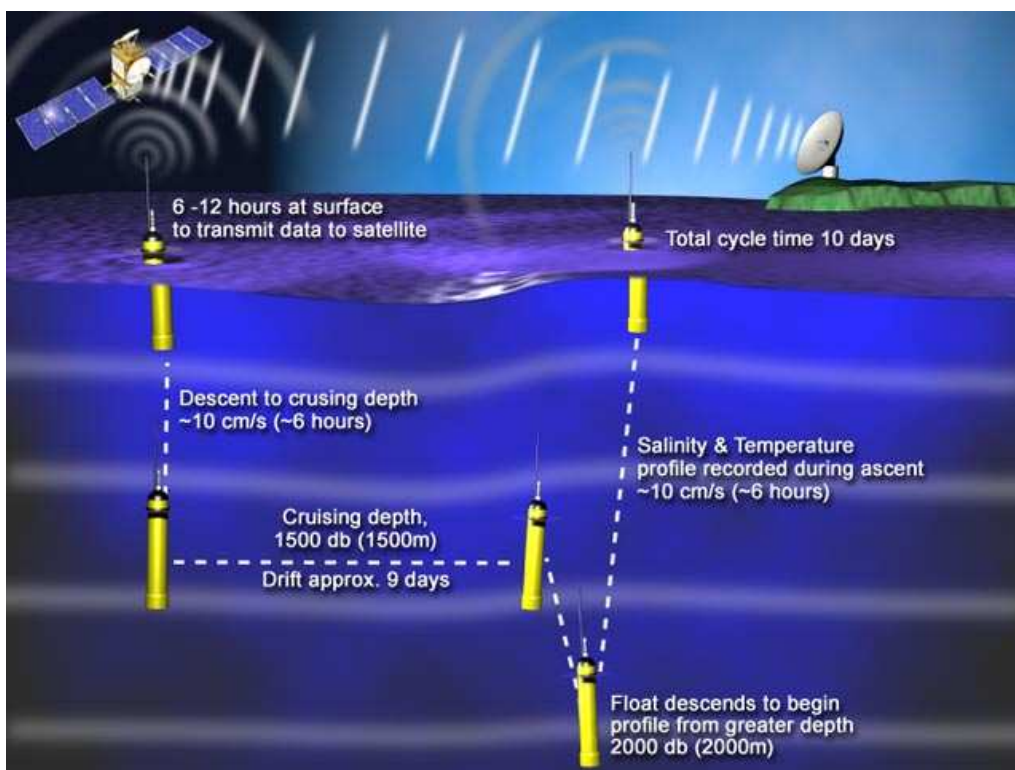


Figure 11 : Schéma de fonctionnement d'un profileur ARGO profond (source : http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_Floats.html).

Ils sont gérés par le centre Coriolis qui est un des deux centres mondiaux (GDAC) responsable de l'archivage et de la distribution des données ARGO. Deux accès y sont possibles : par téléchargement depuis un site ftp (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/dac/coriolis>) ou en accès direct OpenDAP par l'intermédiaire de la base de données Coriolis (<http://www.ifremer.fr/cgi-bin/nph-dods/data/in-situ/argo/dac/coriolis>).

L'AUV (Autonomous Underwater Vehicle)

L'AUV Aster^x, développé à l'Ifremer, fait partie des plates-formes utilisables pour la surveillance sous-marine en domaine côtier. Il dispose d'une charge utile scientifique de 200kg présentant une grande flexibilité d'intégration. Il permet en effet d'intégrer divers instruments tels qu'un sondeur de pêche pour identifier la présence de bancs de poisson, ou deux profileurs de courant (ADCP) et une sonde CTD pour la mesure des paramètres physiques, ou encore un sondeur multifaisceaux (SMF) et un sondeur de sédiment pour la surveillance répétitive de la stabilité des pentes des canyons.

Des essais sur la mesure d'ADCP embarqués sur l'AUV Aster^x ont été réalisés lors des campagnes ECOLOPHY (2005). Ces essais ne se sont pas révélés concluants dû à un manque de précision dans le positionnement de l'AUV et par conséquent une erreur trop importante dans la correction de sa vitesse. De nouveaux essais devaient être réalisés en 2010 pour corriger ces erreurs sur la vitesse de courant mais sont reportés à 2011. L'idée d'associer un ADCP avec un AUV est non seulement de pouvoir accéder à des zones difficiles d'accès en profondeur (canyon) par des mouillages ou en limite de portée des mesures d'ADCP de coque, mais aussi d'améliorer la mesure de surface-subsurface.

Les gliders

Les gliders sont des plateformes autonomes pouvant être équipées de capteurs hydrologiques, biogéochimiques et bio-optiques (comme le capteur "Tournesol" du LOV). Il est de plus possible d'obtenir des données de courant déduites de la trajectoire ou de la méthode dynamique (courant géostrophique à partir de données CTD). Cependant, ils ne réalisent que des profils en "dent de scie". Dans un objectif de validation, il faudrait donc qu'un même transect soit réalisé plusieurs fois par le glider pour pouvoir interpoler le plus correctement possible les données acquises. Dans le cadre du programme MOOSE, des gliders vont être programmés pour parcourir des radiales sur la partie est du Golfe du Lion, des radiales Toulon-ANTARES (42°50'N et 6°10'E) et des radiales Nice-Boussole (43°22'N et 7°54'E).

Les données sont accessibles via la base de données Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/cdc/glider/gliders.htm>) et sur les pages Web des projets EGO (<http://www.ego-network.org/>) et OAO (http://www.obs-vlfr.fr/OAO/index.php?option=com_frontpage&Itemid=1).

2.2 Télédétection

2.2.1 Images satellitales

SST

Différents produits sont disponibles par imagerie thermique satellitale : des cartes de température de surface ou de température de brillance des océans. Avec le radiomètre imageur AVHRR, embarqué sur les satellites de la NOAA, la détection des rayonnements émis par la Terre et l'atmosphère s'opère dans 5 canaux correspondant à des bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge thermique. La température de surface est obtenue précisément par une combinaison des longueurs d'onde des canaux 4 et 5 (10 à 12 micromètres), correspondant à l'infrarouge thermique. Les données du canal 4, seules, permettent d'obtenir la température de brillance et suffisent pour détecter des structures physiques telles que tourbillons, filaments,... Les images composites (combinaisons des canaux) seront donc utilisées en vue d'une validation qualitative des modèles numériques tandis que les images issues du canal 4 serviront dans une démarche de validation qualitative.

Les images composites sont disponibles par téléchargement depuis un site ftp (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/SAFOSI/Products/NARSST/netcdf/mocc/>). Les images du canal 4 peuvent être accessibles en mettant en place par exemple une collaboration avec Isabelle Taupier-Letage du LOPB (archivage OSIS).

Couleur de l'eau

Les images de couleur de l'eau (concentration en chlorophylle a) sont produites par les satellites SeaWiFs, MODIS et MERIS. Adapté aux eaux côtières, l'algorithme OC5 d'Ifremer (Gohin et al., 2002) est appliqué aux images de couleur de l'eau téléchargeables via le site ftp d'Ifremer : <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/ocean-color/>. Des synthèses multi-captureurs interpolées sont réalisées par Bertrand Saulquin et Francis Gohin. La résolution est la même, et les données journalières sont disponibles de 1998 à 2008 sur: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/ocean-color/atlantic/EUR-L4-CHL-ATL-v01>

SSS

Le satellite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity, <http://smos.cnes.fr/SMOS/Fr/>) a pour mission de cartographier la salinité de surface de la mer et de surveiller l'humidité des sols à l'échelle du globe afin de mieux comprendre les changements climatiques. Il a été placé en orbite quasi-polaire à environ 755 km d'altitude le 2 novembre 2009 et a fourni ses premières données le 17/11/2009. Les premières cartes de SSS validées seront disponibles courant 2011.

SSH

Le recours aux mesures altimétriques est très courant en hauturier et encore rare en côtier à cause de la dégradation de la qualité de la donnée à l'approche de la côte. Afin de générer des données altimétriques à haute résolution en zone côtière, jusqu'ici non proposées par les produits altimétriques standards (SSALTO/DUACS), de récentes études ont mis en place de nouvelles stratégies de pré-traitement et post-traitement (Durand et al., 2009 ; Bouffard et al., 2010 ; projet Pistache, contact : Claire Dufau de CLS).

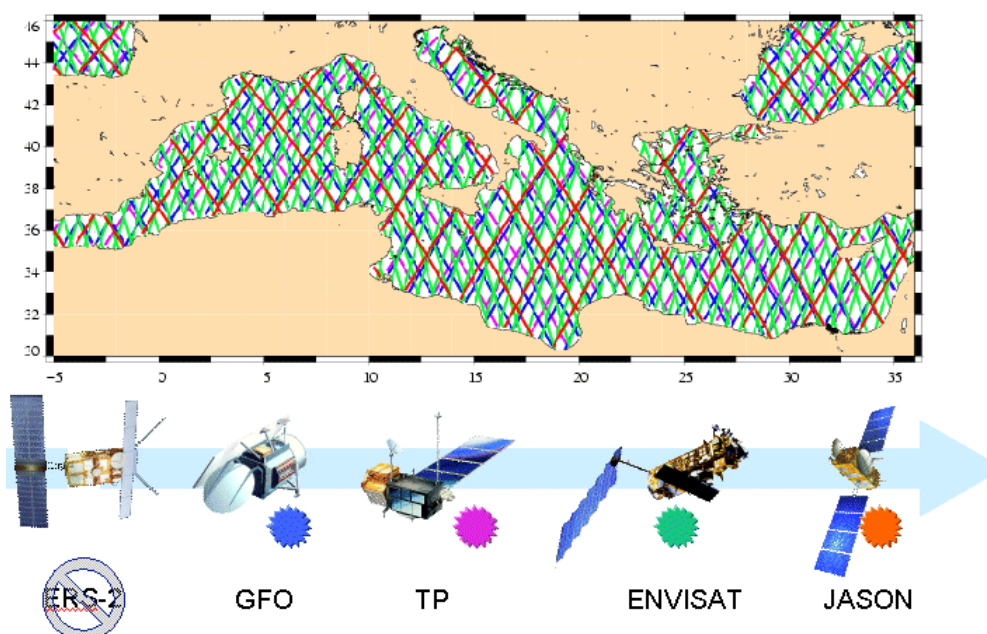


Figure 12 : Traces satellitaires des missions Jason-1/2, Topex/Poseidon, Envisat et GFO en Méditerranée (source : <http://mfstep.bo.ingv.it/WP3/altim.htm>).

2.2.2 Radars

Des campagnes de radar HF de surface ont déjà été entreprises par le LSEET dans le Golfe du Lion. La dernière campagne a été réalisée de juin 2005 à janvier 2007 (Allou et al., 2010; Schaeffer et al., 2010) avec deux radars HF, l'un positionné aux Salins de Giraud et l'autre sur l'île du Frioul. Une telle instrumentation permet d'avoir une cartographie des courants de surface sur la zone couverte par les deux radars avec une résolution temporelle de 30 minutes dans ce cas-ci.

2.3 Récapitulatif

L'ensemble des données disponibles en Méditerranée est repris dans le tableau ci-dessous.

	Nausicaa		collaboration	Opendap	date disponibilité	
	Coriolis	Cersat			début	fin
Mesures in situ						
Argo (Provor)					2001	2009
CTD, XBT, XCTD						
Glider			INSU		2006	2009
Thermosalinographe (TSG)			INSU - GOSUD		2001	2009
ADCP de coque			INSU - SISMER		2001	2008
Bouée dérivante					2005	2008
Mouillage						
Marégraphe			SONEL			
Météo terre			Météo-France		2007	2008
Météo bouée			Météo-France Ifremer		01/05/2007	2008
Télé-détection						
SST					24/06/2001	2010
SeaWifs					1998	2005
MODIS					2000	2009
MERIS					2002	2009
SSH			AVISO - CLS		2002	2009
Radar de surface			LSEET		06/2005	01/2007

Tableau 1 : Liste non-exhaustive des observations disponibles en Méditerranée Nord occidentale sur la période 2001-2009, avec les bases de données les distribuant ainsi que leurs dates de disponibilité.

Toutes ces mesures *in situ* ou satellitaires sont accessibles via les différents organismes et bases de données suivants, et par requête directe aux chefs de projet :

- Site Ifremer : NAUSICAA
- Base de données CERSAT
- Site DT/INSU : base de données SAVED
- Base de données SISMER (portail Nautilus)
- Base de données CORIOLIS

3 Stratégie de qualification d'un modèle numérique

3.1 Méthodologie

Chaque processus de validation est fonction du type d'observations disponibles et du modèle utilisé et doit permettre de disposer de modèles numériques ayant des incertitudes connues. Une étude préalable de la nature et des limitations des observations et du modèle est donc nécessaire. Après avoir pris connaissance des différentes échelles spatio-temporelles de la zone d'étude couverte par le modèle, la première étape de validation concerne les forçages, conditions aux limites et initiales du modèle, avant la validation de l'hydrodynamique que l'on cherche à reproduire grâce à celui-ci. Les différentes étapes à suivre dans le processus validation sont rapidement exposées dans ce qui suit.

3.1.1 Bibliographie

Une recherche bibliographique est à entreprendre en premier lieu pour connaître les processus et échelles spatio-temporelles de la zone d'emprise du modèle. Cela permet aussi de savoir quels traitements appliquer aux données et sorties de modèle (filtrage, limites d'interpolation, etc ...).

3.1.2 Colocalisation

L'échantillonnage des observations et la résolution du modèle numérique étant généralement différents, il est nécessaire de mettre en forme les sorties du modèle en vue de leur confrontation aux observations, ou l'inverse. La colocalisation est le procédé qui consiste à associer les mesures provenant de différents capteurs ou d'autres sources de données comme les sorties de modèles numériques proches dans le temps et l'espace. Deux mesures sont dites proches si elles sont en deçà d'un certain seuil de distance et de différence de date. Ces critères de colocalisation sont choisis en fonctions des caractéristiques des capteurs/modèles impliqués.

Dans notre cas, la colocalisation revient à calculer pour chaque mesure une valeur du paramètre géophysique désiré (tels que la température de surface de la mer) interpolée à la date et la position de cette mesure à partir de sorties du modèle disponibles immédiatement avant et après la date de cette mesure.

3.1.3 Comparaison et statistiques

La qualité des modèles numériques peut être évaluée à l'aide de paramètres statistiques (coefficient de corrélation, biais, erreur quadratique moyenne, erreur quadratique moyenne relative ; Mercier, 1991) calculés pour des variables telles que vitesses (U et V), température, salinité, ...

Les paramètres statistiques les plus communément utilisés sont présentés ci-dessous :

$$\text{Coefficient de corrélation : } r = \frac{\sum_i (X_{i,obs} - \bar{X}_{obs})(X_{i,mod} - \bar{X}_{mod})}{\sqrt{\sum_i (X_{i,obs} - \bar{X}_{obs})^2 \sum_i (X_{i,mod} - \bar{X}_{mod})^2}}$$

Ecart moyen (biais) : $b = \overline{X}_{\text{mod}} - \overline{X}_{\text{obs}}$

Erreur quadratique moyenne (Root Mean Square) : $RMS = \sqrt{\frac{\sum_i (X_{i,\text{obs}} - X_{i,\text{mod}})^2}{N}}$

Erreur quadratique moyenne centrée : $RMSC = \sqrt{\frac{\sum_i [(X_{i,\text{obs}} - \overline{X}_{\text{obs}}) - (X_{i,\text{mod}} - \overline{X}_{\text{mod}})]^2}{N}}$

- NB** : - l'indice i varie de 1 à N , où N est le nombre de points de l'échantillon considéré,
 - X est la variable que l'on cherche à comparer (vitesse : composante u ou v , température, salinité, etc ...),
 - obs correspond à l'observation et mod au modèle,
 - \overline{X} correspond à la moyenne de la variable X .

3.1.4 Exemple de procédure de validation

Valider les forçages : météorologiques (vent, flux de chaleur), fluviaux, par la circulation de grande échelle, ...

Grâce aux stations terrestres Météo-France du pourtour Méditerranéen, aux bouées météorologiques du Golfe du Lion et de la mer Ligure, et aux stations fluviales (telle que celle de la Compagnie Nationale du Rhône), les forçages de type vent, pression atmosphérique, flux de chaleur, précipitations, débit des fleuves... peuvent être validés. La figure 13 illustre la comparaison entre modèle et observation pour une série temporelle de vent à Marseille, pour laquelle on observe une légère surestimation de l'intensité du vent par le modèle mais une bonne reproduction des différents régimes, notamment des brises de terre/mer (24-26 août 2007).

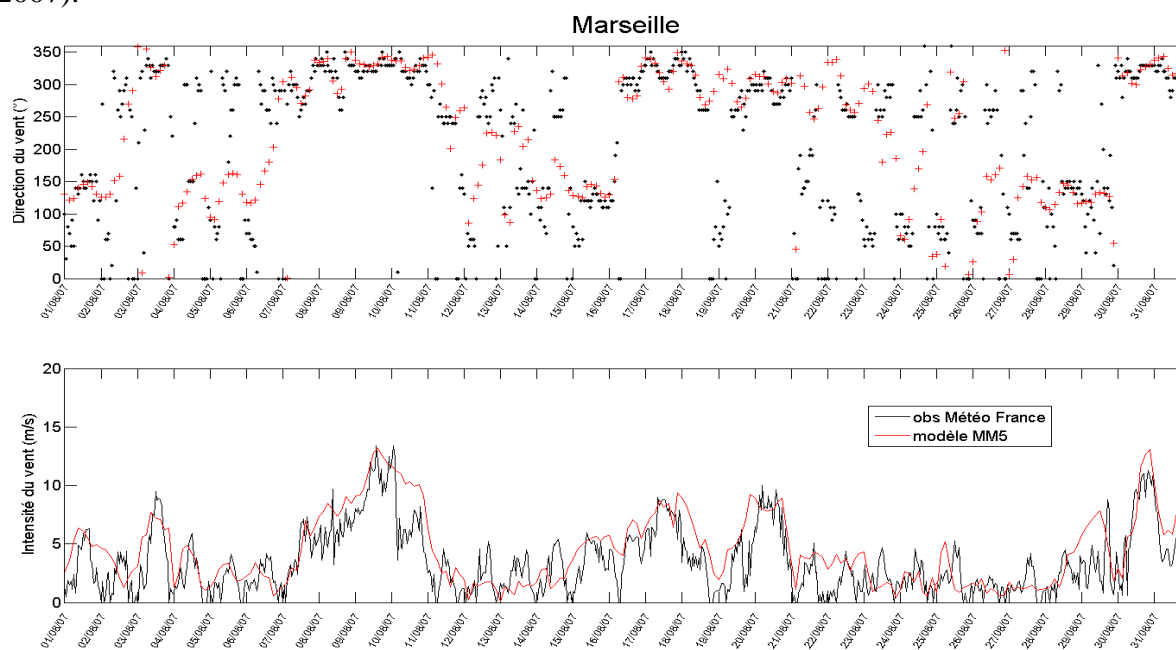


Figure 13 : Validation du forçage de vent issu du modèle MM5 (rouge) utilisé par MENOR: comparaison avec les mesures de vent effectuées à la station Météo-France (noir) de Marseille.

Valider l'hydrologie :

- Il convient de valider l'hydrologie d'un modèle en procédant en deux étapes :
- 1/ en surface par des images SST, des mesures TSG ou de mouillages, ...
 - 2/ sur la verticale par des mesures de profileurs, mouillages, séries temporelles T, S, ...

Valider la courantologie :

Avant toute analyse "point par point", il convient de vérifier si la variabilité spatio-temporelle des courants détectée dans les observations est bien reproduite par le modèle en faisant une étude spectrale par exemple. Les courants sont un paramètre très difficile à utiliser pour valider des modèles en comparaison en point fixe ou le long de transects puisque d'une part c'est un paramètre très variable en côtier et que d'autre part c'est un paramètre constitué de deux composantes (u,v ou intensité, direction) variant spatialement et temporellement. Il faut trouver un diagnostic 1D pour réduire la complexité du système. Après l'étude spectrale, un calcul de flux de courant pour des transects ou de courant barotrope pour des mouillages permet d'évaluer le modèle.

Si ces études plus globales montrent un bon accord (incertitude acceptable par rapport à l'erreur intrinsèque des observations) entre le modèle et les observations, une étude plus détaillée "point à point" peut alors être entreprise pour analyser la représentation spatiale et temporelle des courants. De plus, ces études plus globales préalables permettent de prendre en compte tout déphasage temporel et/ou spatial entre modèle et observations en adaptant la comparaison à ce déphasage.

3.2 Exemples de validation du modèle MARS3D extraits de la littérature

3.2.1 En Atlantique

Le lecteur est invité à se référer au rapport de Gilbert Langlois (PREVIMER) concernant cette partie.

3.2.2 En Mer Méditerranée

Nous résumons dans ce qui suit les diverses validations précédemment effectuées par des utilisateurs du modèle MARS3D en Méditerranée Nord occidentale.

Images SST

André et al. (2005) et Rubio et al. (2009b) ont validé le modèle MARS3D dans sa configuration MENOR sur les années 2005 et 2006 en analysant s'il était capable de reproduire certains processus caractéristiques du Golfe du Lion par comparaison des sorties du modèle avec des images satellitales instantanées de la température de surface. Ces comparaisons avec des images SST montrent par exemple que des tourbillons méso-échelles observés sont bien modélisés sur le bord interne du Courant Nord. Cependant, il n'est pas si évident de détecter la présence de tourbillons sur les images SST. En réalité, seule, une image SST est difficile à interpréter en terme de structures méso-échelles. Une succession d'images SST permet plus facilement de les mettre en évidence en suivant leur évolution (Taupier-Letage, 2008).

Nicolle et al. (2009) et Craneguy (projet PRECOC) n'ont pas l'approche qualitative des utilisateurs précédents de MARS3D mais une approche quantitative. Nicolle et al. (2009) calculent des différences moyennes annuelles entre la température de surface modélisée et celle des images SST sur 8 ans (2001-2008). Ils obtiennent des écarts inférieurs à 1°C (sauf pour 2007) dans le Golfe du Lion. Dans le cadre du projet PRECOC, Philippe Craneguy

(société Actimar) a développé un outil statistique (cartes de biais moyen, d'écart RMS,...) pour évaluer les performances en température de surface de la mer du modèle opérationnel de Méditerranée Nord occidentale (MENOR) par comparaison avec les images SST.

Profils hydrologiques par mesure CTD

André et al. (2009) et Dufois (2008) valident leur configuration du modèle MARS3D à partir de profils hydrologiques CTD réalisés respectivement lors des campagnes ECOLOPHY (2005) et Biodypar 3 (1999). André et al. (2009) comparent les sorties du modèle avec des coupes verticales et horizontales de masse volumique obtenues par interpolation des mesures CTD le long des radiales de la campagne de mesure sur la partie est du Golfe du Lion. Ils montrent que la forme convexe du front de densité entre le large et le plateau est bien reproduite mais le front est trop au sud dans le modèle avec une sous-estimation de la masse volumique modélisée. Dufois (2008) compare directement chaque profil hydrologique vertical de la campagne de mesure dans la zone du prodelta du Rhône et constate que le modèle est capable de reproduire la forme et l'extension du panache du Rhône avec une tendance à trop mélanger au niveau de l'interface lors de situations très stratifiées.

Profils de courant par mesure ADCP sur mouillage fixe

André et al. (2009) et Dufois (2008) procèdent à une validation courantologique de leur configuration du modèle MARS3D à partir de données d'ADCP immergé en point fixe mesurées respectivement lors des campagnes ECOLOPHY (2005-2006), et des campagnes CARMA (2007) et SCOPE (2007/2008). La qualité des configurations est évaluée par une étude statistique (coefficient de corrélation, biais,...) des valeurs de vitesse moyennées sur la verticale et par une étude de la variabilité des courants au travers de spectres d'énergie cinétique. André et al. (2009) trouvent deux bandes de fluctuations du courant (2.7-7 j et 9-13j) du même ordre de grandeur que dans les données. Dufois (2008) montre que la variabilité du courant moyenné sur la verticale est bien représentée malgré un déphasage de quelques heures à quelques jours dans les changements de direction des courants.

Profils de courant par mesure d'ADCP de coque

André et al. (2009) ont utilisé les profils de courant mesurés par un ADCP de coque le long des radiales des campagnes ECOLOPHY (2005) pour valider la modélisation du Courant Nord par sa configuration du modèle MARS3D. Ils constatent que le Courant Nord modélisé est trop au sud et moins intense que dans les données. Il est de plus mal orienté sur la radiale Nord/Sud révélant que les méandres du courant ne sont pas bien reproduits. Ce défaut du modèle est dû à une mauvaise évaluation de la turbulence horizontale et du gradient de pression horizontal.

Bouées lagrangiennes

Rubio et al. (2009b) utilisent les trajectoires de bouées lagrangiennes pour valider leur configuration de MARS3D et pour corriger les résultats du modèle au voisinage de ces trajectoires (application d'une méthode de reconstruction des champs de courants par une analyse variationnelle). Ils montrent un bon accord des vitesses modélisées avec les vitesses déduites de la trajectoire des bouées lorsque la bouée est située dans le Courant Nord. Sur le rebord de plateau, les vitesses modélisées ne sont plus réalistes, avec des vitesses moins importantes qu'en réalité dues à une position trop sud du Courant Nord. Bien que la simulation reproduise des structures méso-échelles, elle présente des erreurs en termes de position, intensité et persistance (déphasage temporel) des méandres et tourbillons méso-échelles du Courant Nord. La reconstruction des champs de courants améliore la

représentation lagrangienne de la circulation mais l'activité méso-échelle est toujours sous-estimée.

4 Applications au modèle numérique MARS3D

4.1 Les configurations méditerranéennes du modèle étudiées

Dans ce rapport, six configurations du modèle numérique MARS3D sont utilisées (tableau 2) dont cinq avec une emprise sur toute la Méditerranée Nord occidentale (configurations MENOR ; Nicolle et al., 2009) et une avec une emprise côtière centrée sur la baie de Marseille (configuration RHOMA, Pairaud et al., en révision au JMS), allant de l'embouchure du Rhône au cap Sicié (figure 14).

Pour les configurations MENOR, deux versions différentes du code de calcul de MARS3D sont testées : les MPG (configurations de MENOR mises au point par Pierre Garreau) utilisant la version V7.42 et le MAN (configuration de MENOR utilisée par Amandine Nicolle) utilisant la version V6.25. Pierre Garreau a aussi mis au point plusieurs configurations MPG pour tester la paramétrisation de la diffusion turbulente horizontale via le coefficient de Smagorinsky (Smagorinsky, 1963).

	Version MARS	Période simulée	Résolution spatiale	Résolution temporelle de sortie	Coefficient de Smagorinsky
MPG0.02	V7.42	21/04/2007 au 11/11/2007	1,2 km	1j	0,02
MPG0.05	V7.42	23/01/2007 au 17/10/2007	1,2 km	1j	0,05
MPG0.1	V7.42	01/02/2007 au 26/12/2007	1,2 km	1j	0,1
MPG0.2	V7.42	02/01/2007 au 14/08/2008	1,2 km	1j	0,2
MAN	V6.25	2001 à 2008	1,2 km	3h	0,2
RHOMA	V6.26	2007-2008	200m	3h	0,25

Tableau 2 : Caractéristiques des différentes configurations de MARS3D utilisées dans ce travail : MPG (MENOR Pierre Garreau), MAN (MENOR Amandine Nicolle), et RHOMA. Les noms des différentes configurations MPG ont un suffixe précisant la valeur du coefficient de Smagorinsky appliquée.

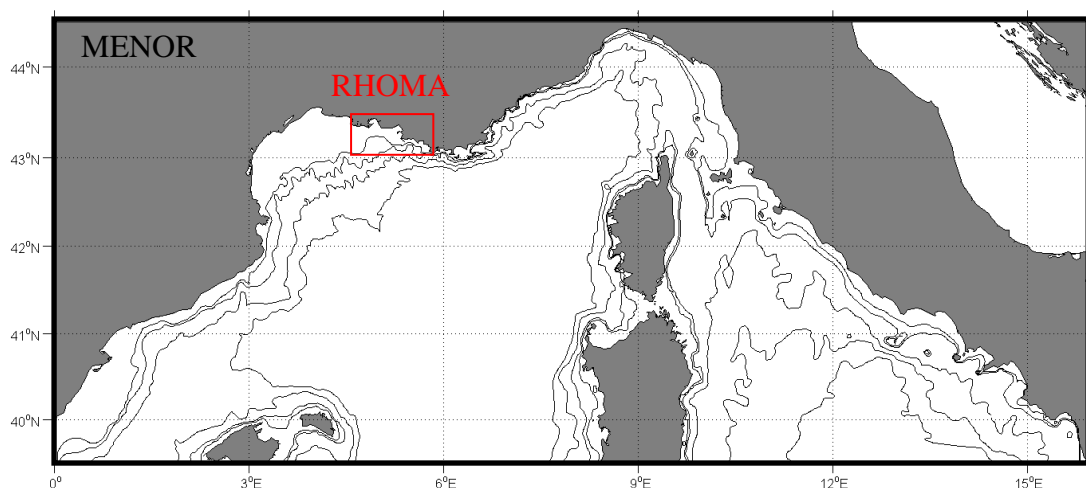


Figure 14 : Emprise de la configuration MENOR sur laquelle sont représentées l'emprise de la configuration côtière RHOMA (rouge) et les isobathes 100, 200, 1000, 2000 et 3000 m.

4.2 Comparaison MENOR - données ARGO

La comparaison des différentes configurations MENOR (MPG et MAN) aux données ARGO va nous permettre d'étudier quel coefficient de Smagorinsky préconiser dans la nouvelle version du code MARS3D et d'analyser la variabilité de certains paramètres sur plusieurs années.

Les différents flotteurs ARGO ayant réalisé des profils sur la période 2001-2008 et dans la zone d'emprise des configurations MENOR sont recensés dans le tableau 3. En 2001 et 2002, aucun flotteur ARGO n'a parcouru la Méditerranée Nord occidentale.

N° CORIOLIS	2003	2004	2005	2006	2007	2008	cycle	Profondeur profil
4900556							5j	700m
6900226							3-4j	720m
6900227							7j	720m
6900228							3-4j	600m
6900229							7j	600m
6900278							5j	700m
6900279							5j	700m
6900280							5j	700m
6900281							5j	700m
6900282							5j	700m
6900291							5j	700m
6900292							5j	700m
6900293							5j	700m
6900300							5j	700m

Tableau 3 : Liste des profileurs ARGO présents sur la période 2001-2008 et dans les zones MENOR (cellules grisées, [0°E-16°E] en longitude et [39,5°N-44,5°N] en latitude) et MENOR réduite (cellules orangées, [3°E-9°E] en longitude et [40°N-44°N] en latitude).

N° CORIOLIS	2003	2004	2005	2006	2007	2008	cycle	Profondeur profil
6900453							5j	700m
6900456							5j	700m
6900457							5j	700m
6900501							10j	1500m
6900502							10j	1500m
6900503							10j	1500m
6900504							10j	1500m
6900505							10j	1500m
6900664							5j	700m

Tableau 3 (suite)

Nous nous intéressons en particulier dans cette démarche de validation aux profils ARGO les plus côtiers, compris dans la région s'étendant de 3°E à 9°E en longitude et de 40°N à 44°N en latitude.

4.2.1 Interpolation des données

Pour comparer les sorties des modèles aux profils T, S des ARGO, seule une interpolation sur la verticale des sorties des modèles aux profondeurs des données ARGO est effectuée. Nous supposons que la dérive du profileur ARGO lors de ses quelques heures de remontée est négligeable.

Chaque profil ARGO est repéré par la position (longitude, latitude) et la date auxquelles les profileurs font surface. Les profils de T et S des modèles sont extraits aux quatre points de maille les plus proches du point de surface du profileur et à la date la plus proche à 00h (seule donnée accessible pour MPG). Seuls les résultats obtenus avec les profils extraits au point de maille le plus proche sont analysés puisque, dans la zone d'étude, très peu de variabilité hydrologique spatiale est observée à l'échelle de 1,2km, taille d'une maille du modèle. De plus, on choisit le point de maille du modèle le plus proche de la position ARGO sans prendre en considération la profondeur de la colonne d'eau car nous ne connaissons pas la bathymétrie avec les données ARGO.

4.2.2 Comparaison des données sur tout le profil vertical

Qualification des différentes configurations MENOR par rapport à ARGO 457

Une première comparaison est faite sur l'intervalle de temps des sorties MPG accessibles du 21/04/2007 au 11/11/2007 et dans la zone géographique : [3-9]°E et [40-44]°N. Quatre profileurs correspondent à ce critère spatio-temporel : 6900456, 6900457 (457 ci-après), 6900282 et 6900292. Dans ce paragraphe, le profileur ARGO 457 est utilisé à titre d'exemple car il fournit le plus de données exploitables depuis l'ouest de la Corse jusque dans le Golfe du Lion en longeant la Côte d'Azur (figure 15).

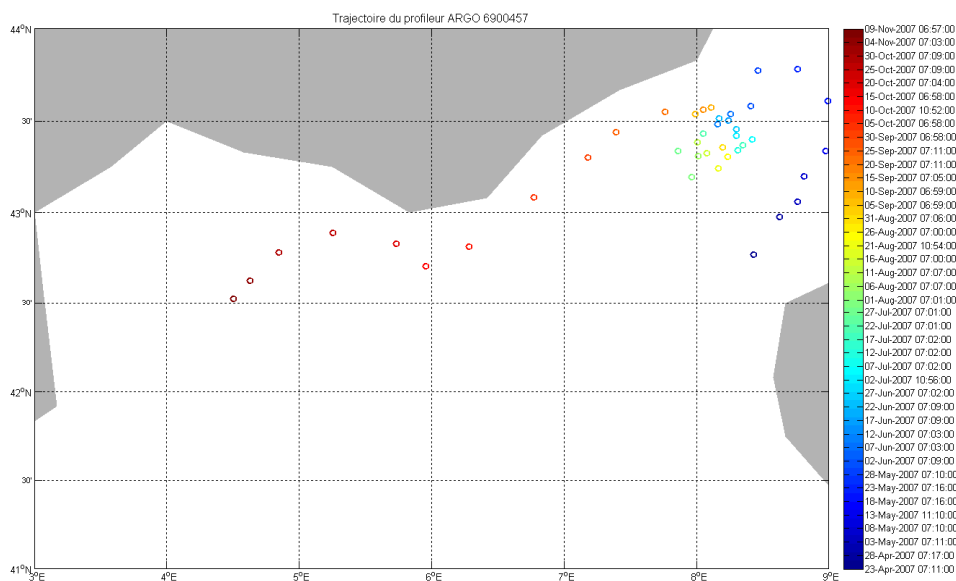


Figure 15 : Carte des différentes positions du profileur ARGO 457 en Méditerranée Nord occidentale.

Pour chaque profil réalisé par le flotteur ARGO, des paramètres statistiques (tels que corrélation, RMS et RMSC) sont calculés entre le profil vertical mesuré et le profil vertical modélisé correspondant. Les figures 16, 17 et 18 illustrent l'évolution au cours du temps respectivement de la corrélation, de la RMS et de la RMSC calculées pour les profils verticaux de T et S des cinq configurations MENOR.

Pour l'ensemble des configurations MENOR, des corrélations supérieures à 0,9 sont obtenues pour T et S en début de série temporelle, c'est-à-dire au Nord Ouest de la Corse (figure 16). Elles sont associées à des erreurs RMS minimales (figure 17), inférieures à 0,6°C en T et à 0,15 en S (sauf pour MPG0.05). Les corrélations diminuent à partir de mi-juin pour atteindre un minimum d'environ 0,6 en T le 1 août 2007 et d'environ 0,45 en S le 5 septembre 2007 puis réaugmentent jusqu'à mi-septembre. Le minimum obtenu pour la corrélation par rapport au profil de T est associé à un maximum de RMS en T tandis que pour le minimum de corrélation par rapport au profil de S, il n'y a pas de détection d'un maximum de RMS commun à toutes les configurations MENOR. En fin de série temporelle, c'est-à-dire au large du Golfe du Lion, les corrélations redeviennent mauvaises avec des valeurs inférieures à 0,8 et sont associées à une augmentation des écarts RMS.

Toutes les configurations MENOR sont donc meilleures au Nord Ouest de la Corse qu'au large du Golfe du Lion. Les échelles spatiales de cette région sont plus grandes qu'au large du Golfe du Lion, il y a donc une variabilité spatiale moindre qui expliquerait pourquoi les configurations correspondent mieux aux mesures *in situ*. La proximité de la condition limite joue aussi certainement un rôle dans la meilleure représentation des profils hydrologiques.

Toutes les configurations MENOR présentent les écarts les plus importants avec les mesures ARGO de mi-juin à mi-septembre 2007. Cette augmentation des écarts, visible en particulier sur le signal de température, n'est pas due à un signal moyen mais bien à une variabilité intrinsèque puisque en calculant l'erreur quadratique moyenne centrée, nous obtenons le même résultat avec une erreur qui augmente de mi-juin jusqu'à début septembre puis diminue (figure 18). Ces écarts sont obtenus dans la région centrée sur 8,2°E et 43,4°N, zone où il semble y avoir un tourbillon méso-échelle d'après la trajectoire du profileur ARGO (figure 15) et l'image SST malgré la présence de nuages (figure 19). Cette région correspond,

d'après les cartes de courants à 50m de la figure 19, à une zone de forte activité méso-échelle où la circulation est très variable d'une configuration MPG à l'autre. Il semble donc que la variabilité méso-échelle soit en cause dans la moins bonne représentation de la température à ces dates précises par les configurations MENOR.

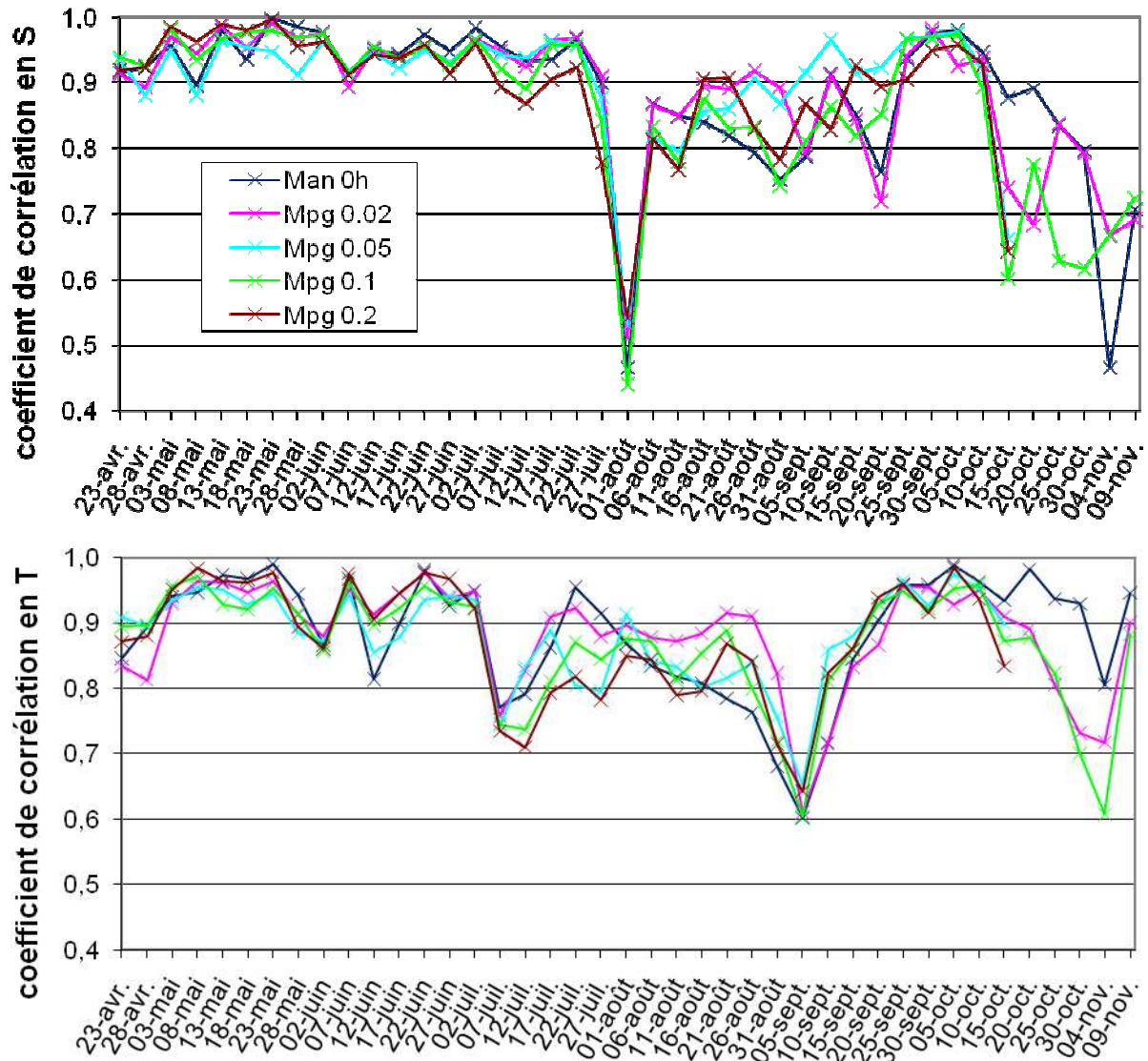


Figure 16 : Evolution de la corrélation entre chaque profil de S (graphe du haut) et de T (graphe du bas) mesurés par l'ARGO 457 et chaque profil correspondant pour les configurations de MENOR.

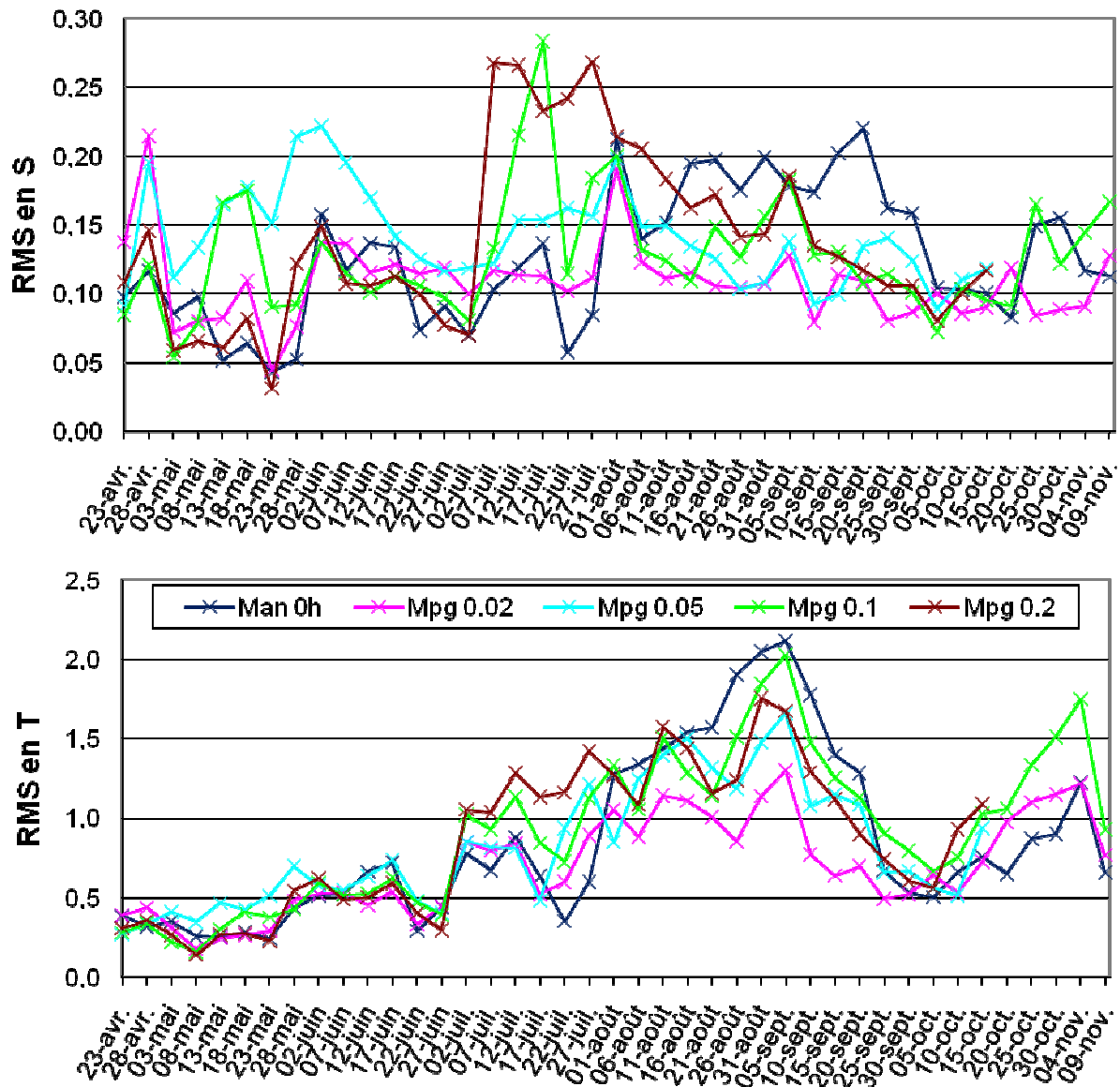


Figure 17 : Evolution de l'erreur quadratique moyenne entre chaque profil de S (graphe du haut) et de T (graphe du bas) mesurés par l'ARGO 457 et chaque profil correspondant pour les configurations de MENOR.

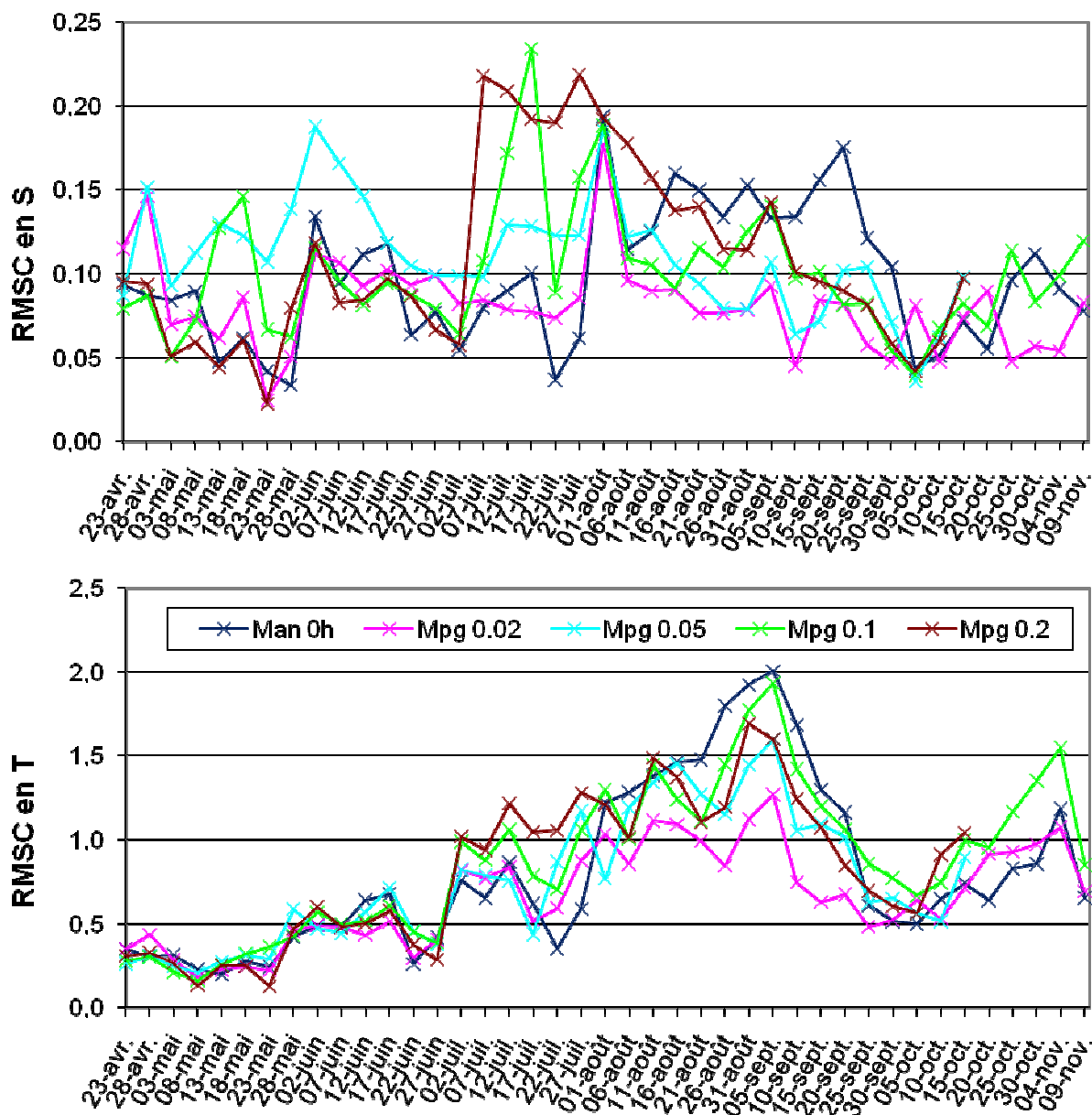


Figure 18 : Evolution de l'erreur quadratique moyenne centrée entre chaque profil de S (graphe du haut) et de T (graphe du bas) mesurés par l'ARGO 457 et chaque profil correspondant pour les configurations de MENOR.

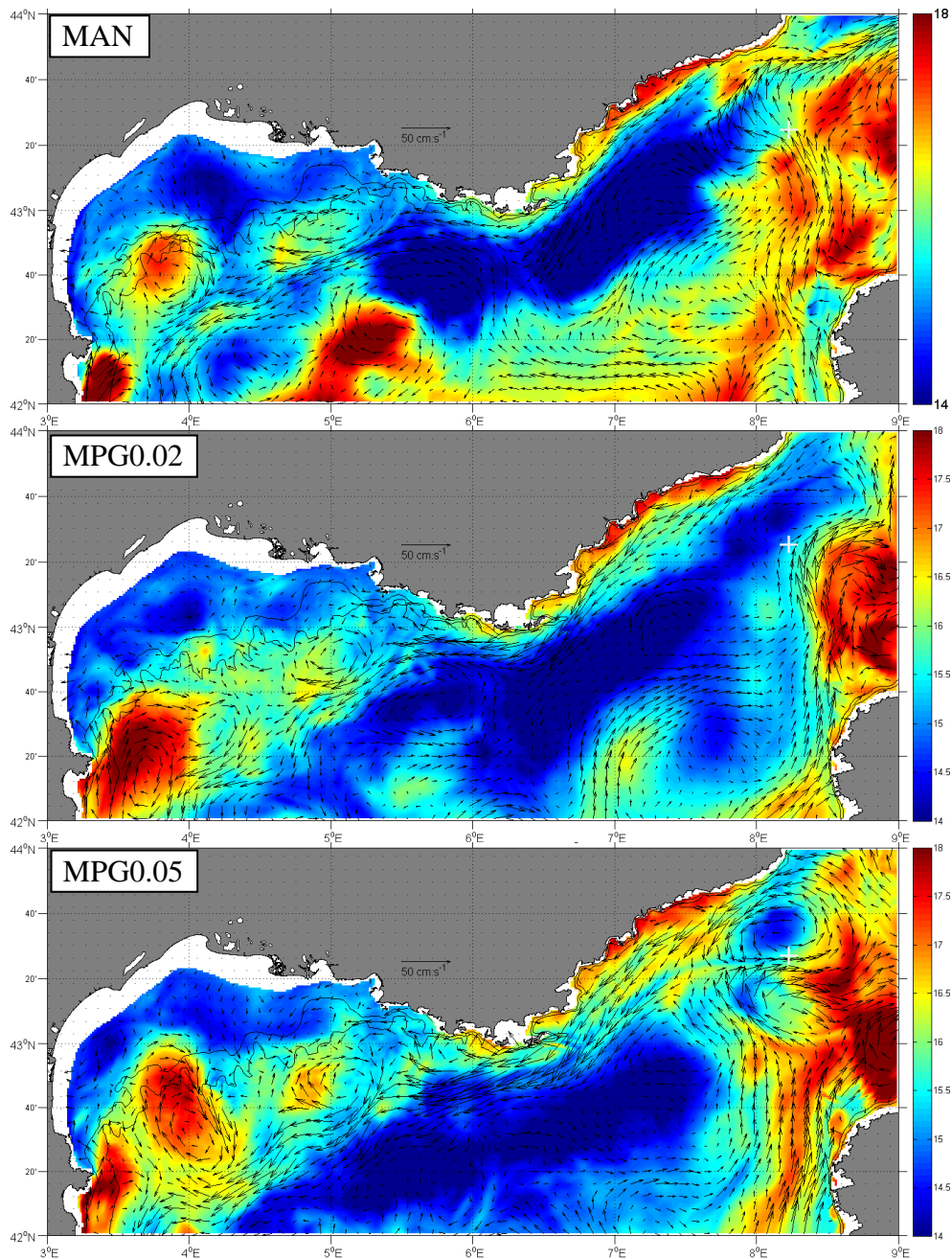


Figure 19 : Cartes de courants horizontaux (vecteurs, en cm/s) et de température (couleur, en °C) modélisés à 50 m de profondeur par (de haut en bas) : MAN, MPG0.02, MPG0.05, MPG0.1 et MPG0.2 le 01/08/2007 à 00h. La croix blanche indique la position du flotteur ARGO. Image AVHRR de la température de surface du 01/08/2007 à 02h00 sur laquelle les nuages sont indiqués en blanc.

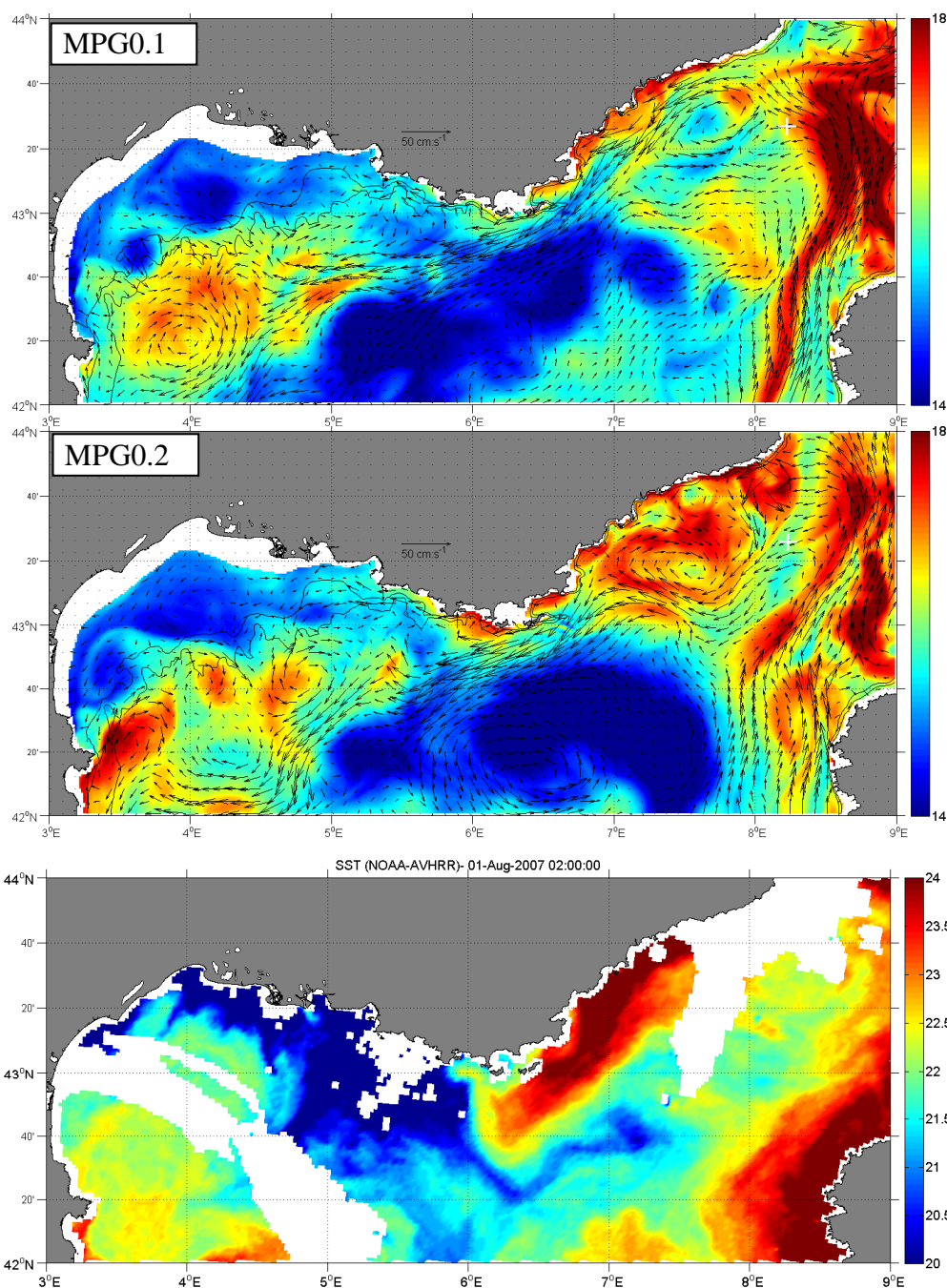


Figure 19 (suite)

Pour aller plus loin dans la démarche de validation des configurations, il est alors nécessaire de faire une étape supplémentaire à la comparaison statistique et de s'intéresser aux profils verticaux de T et S (figure 20).

Lorsque la qualité des configurations MENOR se dégrade par rapport aux profils hydrologiques ARGO, on constate une mauvaise représentation de ces profils sur les 200 premiers mètres de profondeur : dans la couche de mélange, la thermocline et/ou la halocline. La figure 20 montre des profils correctement représentés le 3 mai 2007 tandis que le 1 août 2007 toutes les configurations MENOR sont trop salées et trop chaudes en surface. Il semble que le nombre de niveaux sigma n'est pas suffisant pour bien reproduire la thermocline/halocline en août.

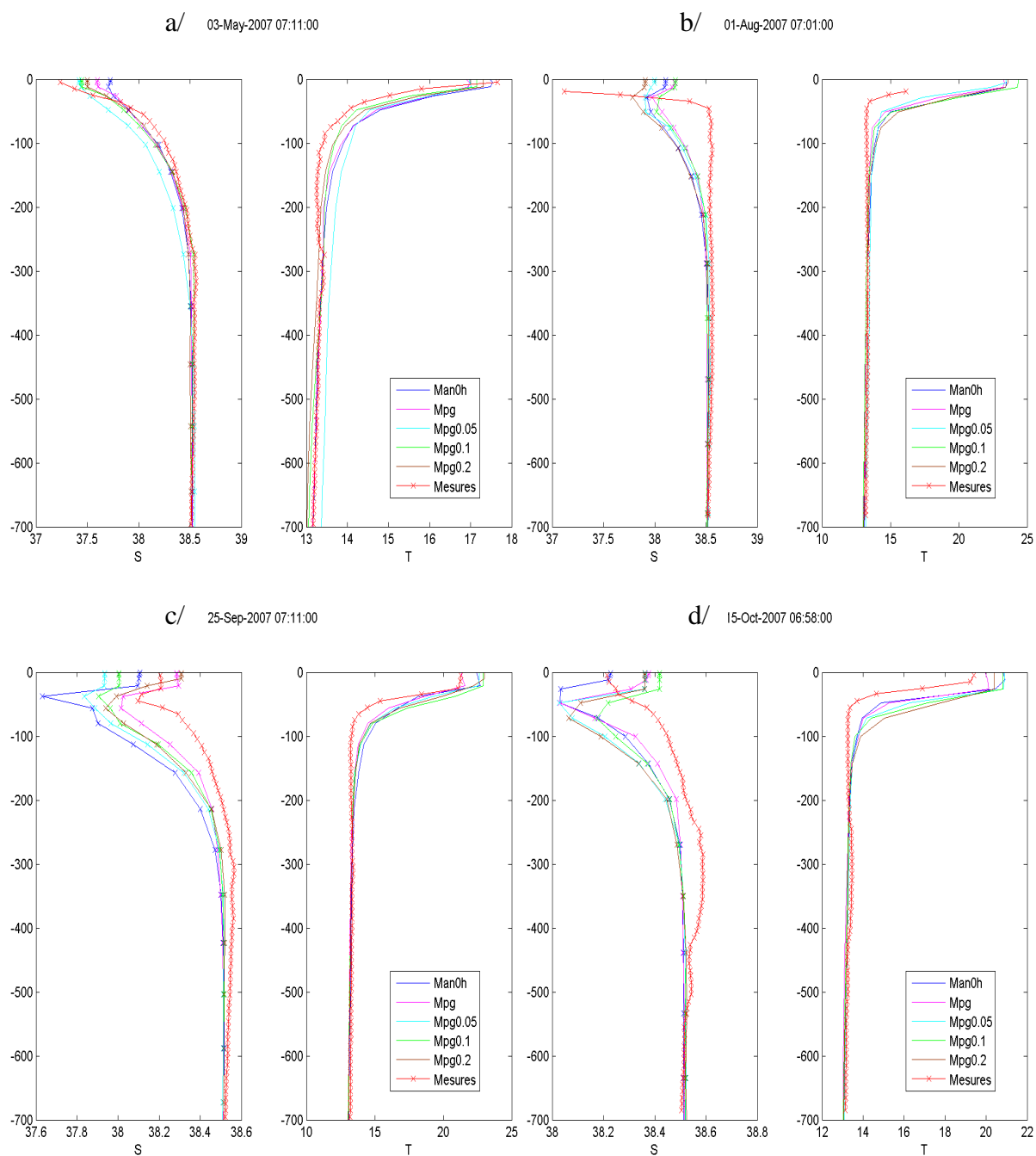


Figure 20 : Profils de salinité (graphe de gauche) et température (graphe de droite) en fonction de la profondeur pour les a/ 03/05/2007, b/ 01/08/2007, c/ 25/09/2007 et d/ 15/10/2007.

Les statistiques les moins bonnes sont obtenues avec les profils de salinité. La halocline est particulièrement mal représentée avec, à plusieurs reprises (figures 20.b, 20.c et 20.d par exemple), la présence d'un minimum de salinité en sub-surface (à 40-60m de profondeur) dans les configurations MENOR, alors que ce minimum n'est que rarement présent dans les mesures ARGO (présent sur le profil de salinité de la figure 20.c et absent sur les figures 20.b et 20.d). Ce minimum ne semble pas être un artéfact de MARS3D puisqu'il est aussi détecté dans la climatologie MEDATLAS (Garreau, communication personnelle). Une étude de processus serait alors intéressante à entreprendre pour identifier l'origine de telles "bulles moins salées" dans le Courant Nord.

Sur certains profils (figure 20.d par exemple), aucune configuration MENOR ne reproduit le maximum relatif de salinité vers 200-300m, représentatif de la présence de LIW. La LIW étant formée en Méditerranée orientale, ce problème doit venir des conditions aux limites et du modèle de grande emprise et non uniquement de la mauvaise représentation d'un processus dans le modèle MARS3D tel qu'envisagé précédemment.

Outre la validation de chaque configuration MENOR, la comparaison des différentes configurations MENOR aux profils ARGO permet de qualifier ces configurations les unes par rapport aux autres. En analysant les différentes statistiques, nous pouvons conclure que la configuration la plus représentative des mesures du point de vue hydrologique est la configuration MPG0.02 (meilleures corrélations et moindres écarts RMS). Plus le coefficient de Smagorinsky est petit, plus on permet aux structures de petite échelle de se développer et meilleurs sont les profils hydrologiques. La configuration MAN donne aussi de bonnes statistiques sauf dans la zone centrée sur 8,2°E et 43,4°N de mi-juin à mi-septembre. Il faudrait envisager un coefficient de Smagorinsky variable en fonction de la zone et/ou de la saison.

Variabilité interannuelle de la configuration MAN par comparaison à plusieurs ARGO

Seule la configuration MAN a été utilisée pour modéliser d'autres années que 2007. Dans ce qui suit, une comparaison entre des profileurs ARGO et la configuration MAN est donc réalisée pour l'année 2008 afin d'évaluer la variabilité du signal en température (figure 21). Sept flotteurs ARGO ont mesuré des profils T et S dans des régions différentes de la zone géographique [3-9]°E et [40-44]°N sur 2008 (tableau 3 et annexe 2).

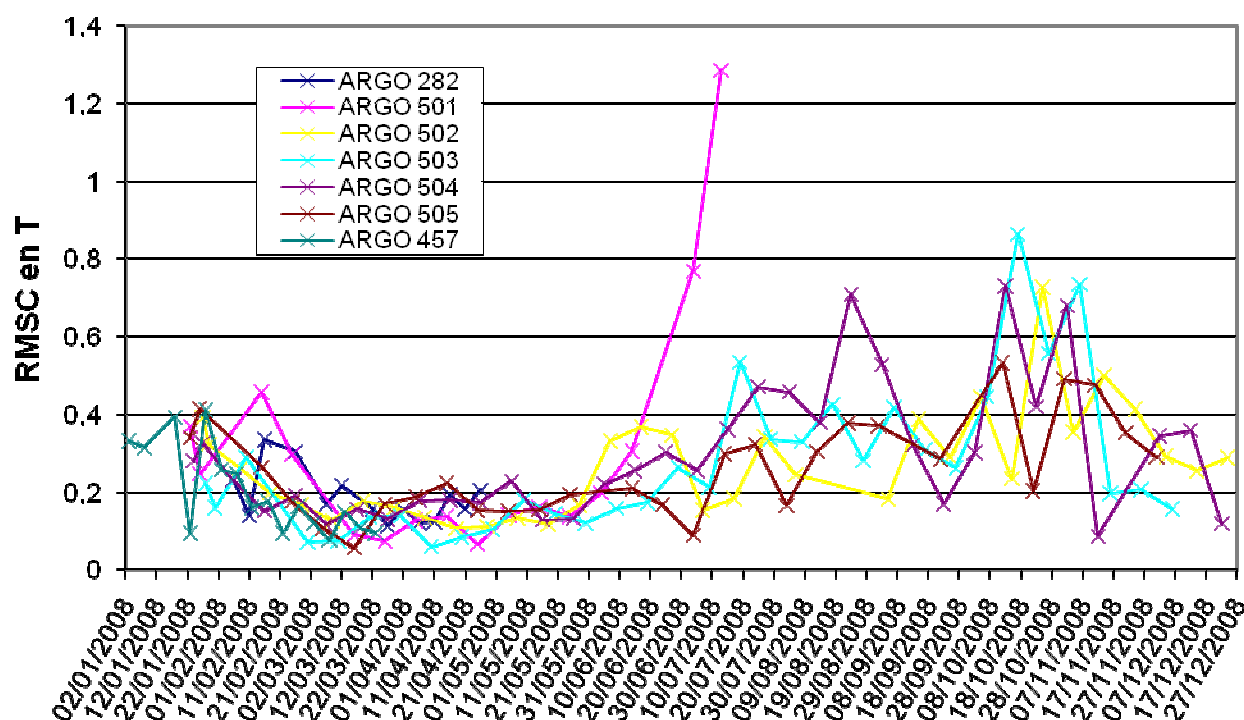


Figure 21 : Evolution de l'erreur quadratique moyenne centrée entre chaque profil de T mesuré par différents profileurs ARGO et chaque profil correspondant pour la configuration MAN sur l'année 2008.

On observe la même variabilité des écarts aux mesures qu'en 2007 : des écarts minimums de février à mi-juin puis une augmentation des écarts jusqu'en août avant une

diminution mi-septembre et une ré-augmentation en octobre (figure 21). En 2007, on associait cette variabilité à une zone d'intense activité méso-échelle. Or en 2008, cette variabilité est observée sur les profils de flotteurs ARGO se déplaçant dans des régions différentes (de la mer Ligure à la mer Catalane en passant par le Golfe du Lion). Des constatations identiques sont faites avec des mesures de 2006 ne se trouvant pas dans les mêmes régions géographiques au même moment (non montrées ici). Il semble donc que cette variabilité de l'erreur en température dans le modèle MARS3D ne soit pas liée à une variabilité spatiale mais plutôt à une variabilité temporelle et ce sont donc les flux de chaleur qui seraient en cause dans la mauvaise représentation des profils hydrologiques en milieu d'année et non l'occurrence de processus méso-échelles particuliers.

4.2.3 Comparaison des données par couches hydrologiques

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que les profils hydrologiques présentent le plus d'erreur sur les 200 premiers mètres. Une analyse des données par séparation en couche hydrologique (couche de mélange, thermocline / halocline et fond) est donc entreprise dans ce qui suit.

Nous détectons le sommet de la thermocline dès que le gradient de température entre la surface et la température à la profondeur ARGO k dépasse un certain seuil ΔT ($|T_{surf}-T_k| > \Delta T$). De même, nous détectons la base de la thermocline dès que le gradient de température entre le fond et la température à la profondeur ARGO k dépasse un certain seuil ΔT ($|T_{fond}-T_k| > \Delta T$). Ce seuil est à ajuster pour chaque zone spatio-temporelle étudiée. Dans notre cas, nous avons retenu un seuil égal à $0,5^\circ\text{C}$ (correspondant au seuil préconisé par Monterey et Levitus, 1997).

Profondeur de la couche de mélange

Pour évaluer le comportement des différentes configurations MENOR, nous reprenons les données du profileur ARGO 457 sur l'année 2007. Ces données vont de fin avril à début novembre, nous n'échantillons donc pas la période de forte convection en Méditerranée nord occidentale. Les données ARGO n'étant pas suffisamment échantillonnées en surface, avec souvent une première mesure à 20 m de profondeur, nous ne pouvons pas détecter la couche de mélange en été car elle est alors moins profonde que 20 m. Si la couche de mélange parvient à être détectée, il n'y a souvent qu'un ou deux point de mesure qui ne permettent pas d'avoir un échantillonnage représentatif pour faire des statistiques.

En dehors de la période de convection, il n'est donc pas recommandé de séparer la couche de mélange de la thermocline et de les considérer comme une seule et même couche à moins de disposer d'un système de mesure avec une meilleure résolution verticale en surface telle que la nouvelle génération de profileurs ARGO : les Arvor-C.

Profondeur de la base de la thermocline

Aucune configuration MENOR ne représente bien la profondeur de la base de la thermocline avec un écart en moyenne allant de 90 à 110 m par rapport aux mesures du profileur ARGO 457 (figure 22). Les gradients verticaux de température sont donc mal reproduits par les diverses configurations MENOR.

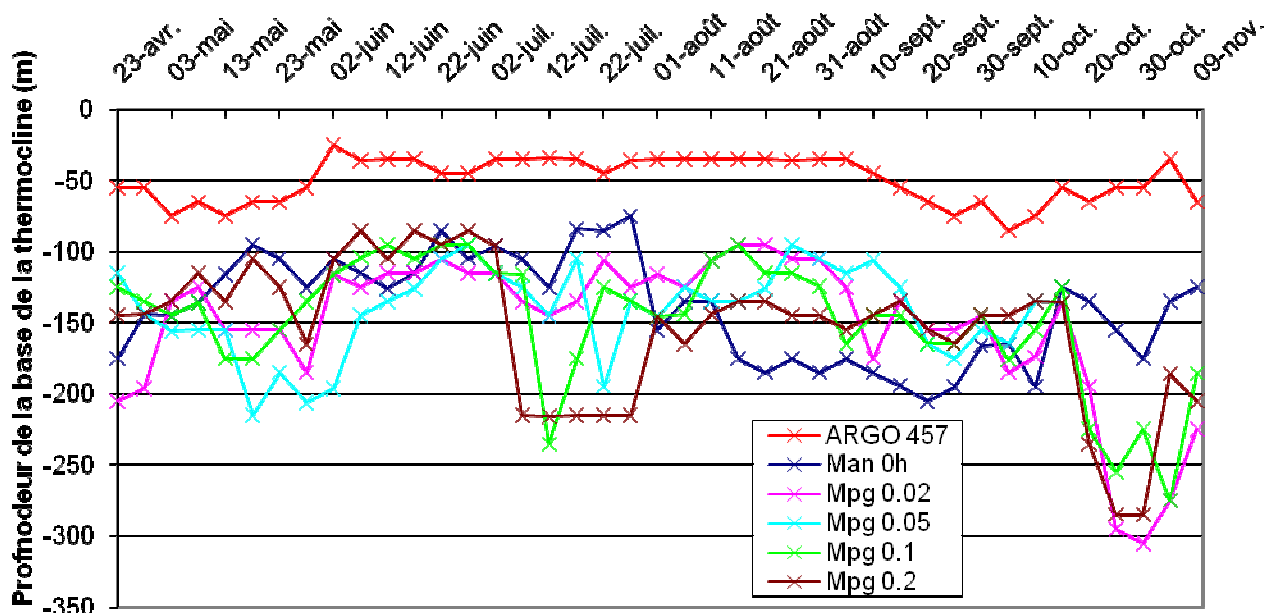


Figure 22 : Evolution de la profondeur (m) de la base de la thermocline détectée dans les mesures ARGO et dans les différentes configurations MENOR.

Résultats pour la configuration MAN comparée au profileur ARGO 457

L'analyse statistique des données par séparation en couche hydrologique a été réalisée pour toutes les configurations MENOR mais, les résultats étant identiques entre les diverses configurations, seuls ceux de la configuration MAN sont présentés dans ce rapport.

Les statistiques sont calculées dans différentes portions du profil vertical : sur tout le profil, sur les 200 premiers mètres et dans les 3 couches hydrologiques séparées par la thermocline. Les résultats dans la couche de mélange et la thermocline sont présentés à titre illustratif et ne peuvent servir à l'interprétation car nous ne disposons pas d'assez de points de comparaison dans ces deux couches.

La figure 23 confirme que les plus grands écarts en température et salinité par rapport aux mesures ARGO sont rencontrés dans les couches de surface avec une erreur RMS maximale pour les 200 premiers mètres des profils. Dans la couche de fond (sous la thermocline), les profils sont bien représentés avec une erreur RMS minimale, inférieure à 1°C en température et à 0.2 en salinité.

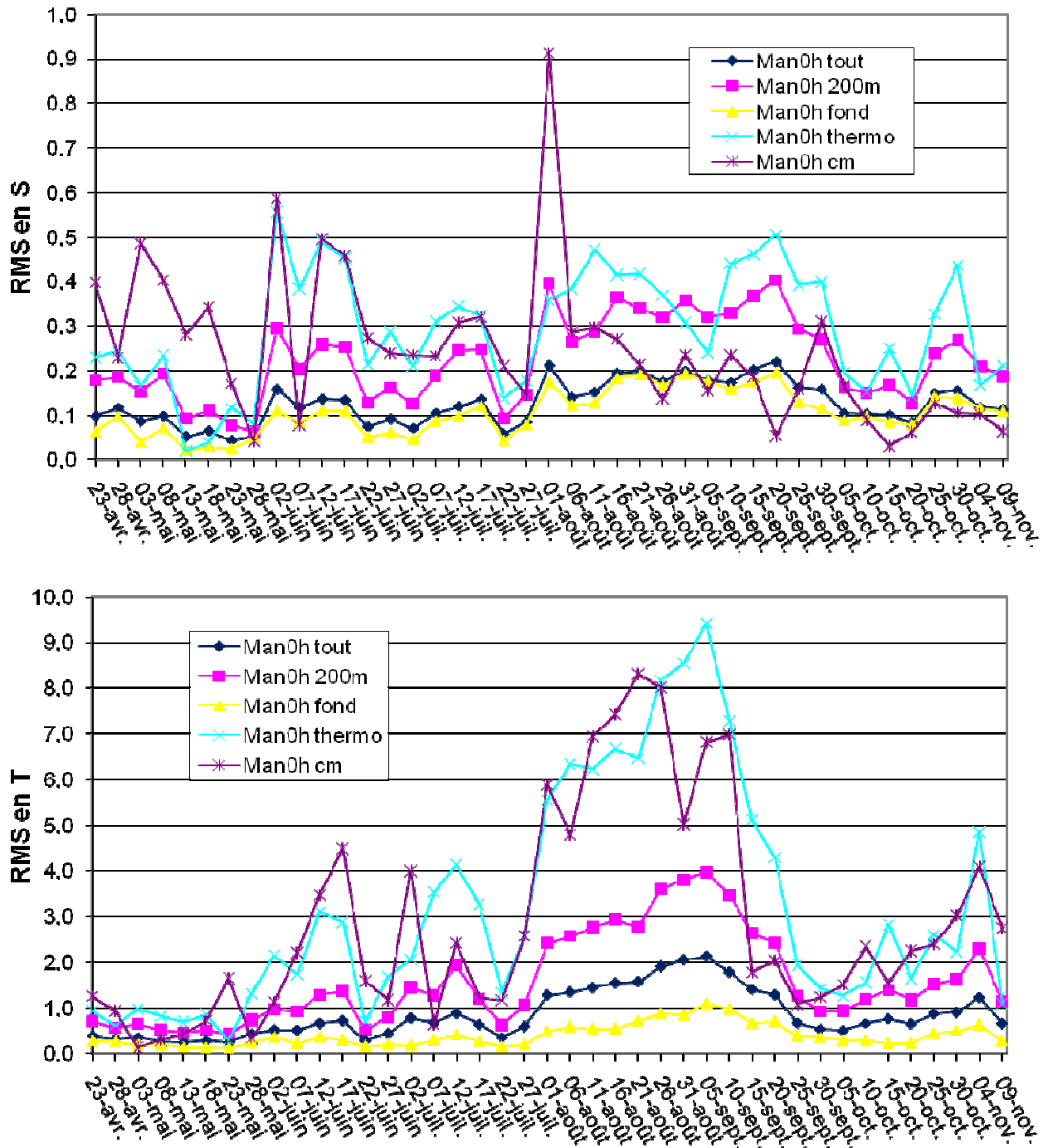


Figure 23 : Evolution de l'erreur quadratique moyenne entre les différentes portions de profil (tout pour tout le profil, 200m pour les 200 premiers mètres, fond pour la portion de profil sous la base de la thermocline, thermo pour la thermocline et cm pour la couche de mélange) de S (graphe du haut) et de T (graphe du bas) mesurées par l'ARGO 457 et modélisées par la configuration MAN.

4.3 Comparaison MENOR - données TSG

En Méditerranée, toutes les données T, S de surface acquises par les navires d'Ifremer dès la sortie du port de Toulon sont accessibles via la base de données Coriolis et peuvent être utilisées pour valider le modèle opérationnel MENOR.

4.3.1 Méthodologie

Les différentes étapes à suivre pour valider MENOR avec les données de thermosalinomètres (TSG) de coque sont énumérées ci-dessous :

Etape 1 : Sélection des données disponibles

Nous procédons à une sélection spatio-temporelle des données de température et salinité de surface mesurées par les divers navires. Le tableau 4 illustre une sélection des trajets des navires d'Ifremer pour l'année 2007 et présents dans la zone s'étendant de 3°E à 9°E en longitude et de 40°N à 44°N en latitude.

	ATALANTE		SUROIT		BT-BP		POURQUOI PAS?	
	début	fin	début	fin	début	fin	début	fin
1	06/05 7h	06/05 23h	22/03 5h	23/03 6h	19/05 12h	19/05 24h	24/06 5h	25/06 6h
2	19/06 15h	20/06 6h	27/03 18h	02/04 5h	29/05 17h	30/05 10h	01/07 21h	02/07 14h
3	12/09 6h	13/09 17h	31/05 16h	09/06 20h	06/10 00h	07/10 23h	12/09 20h	13/09 15h
4	18/09 7h	19/09 21h	10/06 16h	10/06 24h	12/10 00h	12/10 17h	20/09 6h	23/09 06h
5	04/10 00h	04/10 16h	11/06 22h	14/06 5h	22/10 03h	22/10 16h	07/10 18h	11/10 06h
6	08/10 8h	14/10 6h	15/06 16h	19/06 15h	23/10 00h	26/10 19h	28/11 18h	29/11 15h
7	16/10 20h	18/10 15h	20/06 2h	20/06 20h			05/12 08h	07/12 08h
8	02/11 8h	06/11 20h	21/06 19h	22/06 14h			10/12 13h	12/12 17h
9			27/06 15h	06/07 6h			17/12 07h	21/12 14h
10			08/07 9h	09/07 5h				
11			16/10 8h	17/10 5h				
12			18/10 5h	22/10 16h				

Tableau 4 : Exemple de sélection temporelle de trajets de navires d'Ifremer (Atalante, Suroît, Beautemps-Beaupré (BT-BP) et Pourquoi Pas?) dans la zone délimitée par : [3°E-9°E] en longitude et [40°N-44°N] en latitude.

Etape 2 : Sélection des température et salinité de surface du modèle

Plusieurs méthodes peuvent être appliquées suivant la résolution spatio-temporelle des modèles :

1/ sélection et interpolation des température et salinité de surface du modèle à chaque triplet (t_{obs} , x_{obs} , y_{obs}) le long du trajet du navire. Cette méthode n'est pas applicable pour un modèle opérationnel puisque sa résolution temporelle de sortie (dt_{sortie}) n'est pas assez fine, à moins d'avoir un trajet navire qui se répète et de programmer un type de sortie du modèle opérationnel adapté pour le comparer aux données de ce trajet récurrent.

2/ sélection de la date la plus proche de la date du milieu de trajet et interpolation horizontale le long du trajet du navire. Si la durée du trajet est $> 2dt_{sortie}$ du modèle, soit on coupe le trajet en deux et on compare la sortie du modèle à la portion de trajet correspondante, soit on moyenne les différentes sorties du modèle et on compare cette moyenne à la totalité du trajet.

Etape 3 : Comparaison- statistiques

Suivant la fréquence des trajets navire, deux méthodes d'analyse sont applicables :

- 1/ analyse des différences et statistique (cf chapitre 3.1.3) le long de trajets spécifiques,
- 2/ analyse des différences et statistique de l'ensemble des observations incluses dans une sélection spatio-temporelle.

4.3.2 Exemple : comparaison modèle / observations de l'Atalante

Sur l'année 2007, huit trajets de l'Atalante sont détectés dans la zone géographique s'étendant de 3°E à 9°E en longitude et de 40°N à 44°N en latitude (tableau 4). Nous étudions, dans cet exemple, le trajet de l'Atalante joignant Toulon à la Corse du Sud le 6 mai 2007. Pour la comparaison modèle/observations, nous avons choisi la méthode 2 de l'étape 2, c'est-à-dire la sortie de modèle la plus proche en temps de la date moyenne du trajet TSG (soit le 7 mai 2007 à 00h) puis nous avons interpolé sur l'horizontale les valeurs du modèle sur l'échantillonnage des données TSG.

La figure 24 donne un exemple d'analyses temporelle (figures 24.a et b) et spatiale (figures 24.c et d) des différences entre les sorties de la configuration MAN et les observations TSG de l'Atalante.

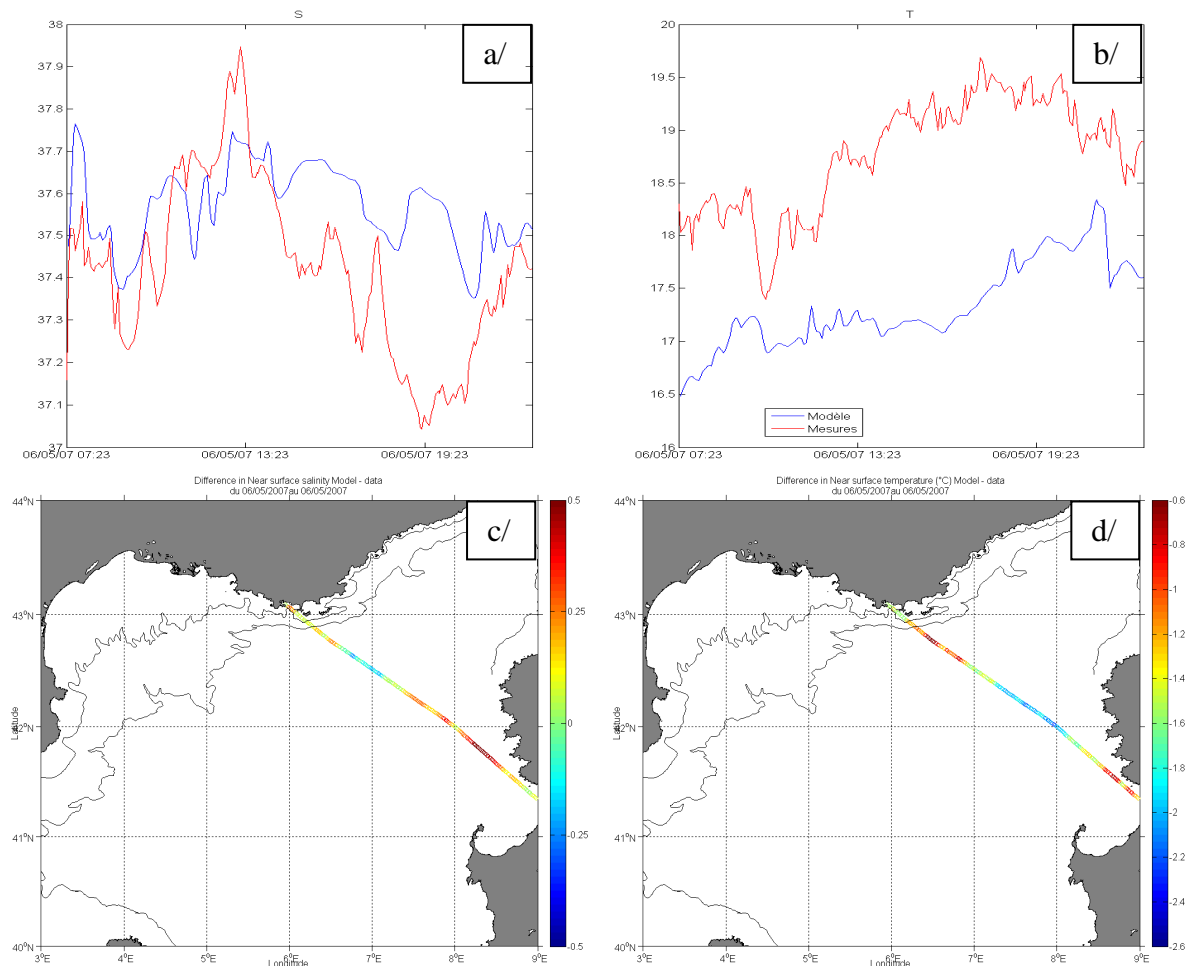


Figure 24 : Evolution en fonction du temps de la salinité (a/) et de la température (b/) mesurées (en rouge) et modélisées (en bleu) en surface le long du trajet de l'Atalante pour le 6 mai 2007. Cartes sur lesquelles les différences de salinité (c/) et de température (d/) entre modèle et observations sont représentées le long du trajet de l'Atalante pour le 6 mai 2007.

Tout au long du trajet navire, nous constatons que la configuration MAN reproduit mieux la variabilité en salinité que la variabilité en température où un biais de 1°C environ est présent (figure 24.a et b). Les plus grands écarts sont obtenus au large du sud de la Corse pour la salinité et au centre du bassin pour la température (figures 24.c et d). Les comparaisons sont meilleures près des côtes toulonnaises, dans la zone où se situe le Courant Nord (figures 24.c et d). La configuration MAN reproduit donc mieux, à cette date précise, les processus liés au Courant Nord que ceux liés au Courant Ouest Corse.

Ce trajet de l'Atalante joignant Toulon à la Corse du Sud est un trajet à valoriser pour les qualifications de modèle puisque c'est un trajet traversant perpendiculairement le Courant Nord et permettant ainsi d'établir des diagnostics par rapport à la position du courant et à sa variabilité.

4.4 Application à la mise en place et à la validation du modèle côtier RHOMA

Une première version de la configuration RHOMA du modèle MARS3D a été validée à partir de diverses mesures *in situ* (séries temporelles de T, S et mesures d'ADCP de coque) et de télédétection (images SST et de couleur de l'eau) sur les années 2007-2008. La méthodologie de validation est différente de celles présentées précédemment. Nous avons eu recours à une adaptation des sorties du modèle aux observations, ce que nous ne pouvions pas faire avec les configurations opérationnelles de MENOR. Nous avons procédé aussi à une calibration/validation du modèle côtier par une étude des processus de cette région côtière. Les résultats sont présentés dans une publication en révision au Journal of Marine Systems (Pairaud et al., JMS).

5 Action transverse : développement de la mesure ADCP en côtier

Un système d'ADCP tracté par un "hydronef" à bord du N/O Téthys II a été testé en juin 2009 pour fournir des mesures de qualité pour des études côtières de courant et ainsi permettre une validation des modèles côtiers tels que RHOMA. Les résultats sont présentés dans un rapport technico-scientifique de campagne interne à Ifremer (Annexe 3) et dans un poster (Annexe 4) présenté à un colloque international.

Ces résultats sont concluants et devraient permettre le développement de ces mesures de courant côtier à partir de navires de plus petites dimensions que le Téthys II tels que l'Antédon avec un projet d'installation de perche nécessaire au déploiement de l'hydronef courant 2010.

6 Conclusions et perspectives

La procédure de validation ARGO en Méditerranée Nord Occidentale a permis de constater que les différentes configurations MENOR sont meilleures à l'Ouest de la Corse, où les échelles spatiales sont plus grandes, qu'au large du Golfe du Lion. Elle montre aussi que le signal en température des configurations MENOR est moins bien reproduit l'été. Des améliorations sont à envisager dans la paramétrisation des flux de chaleur. Ensuite, une paramétrisation de la diffusion horizontale turbulente a pu être testée. Plus le coefficient de Smagorinsky est petit, meilleurs sont les profils hydrologiques.

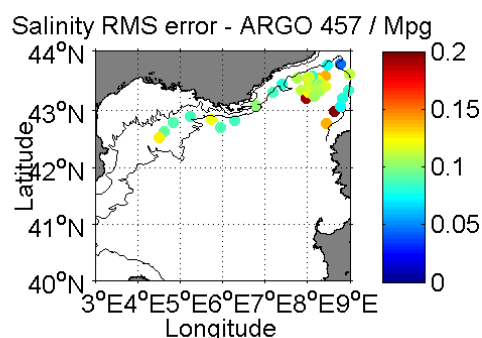
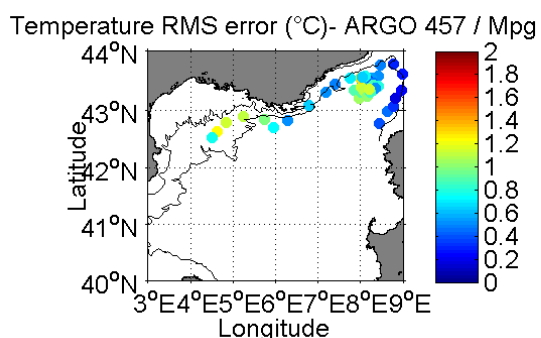
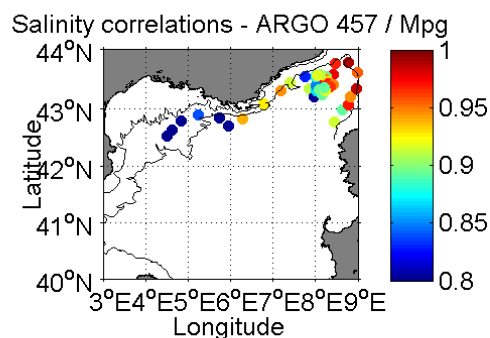
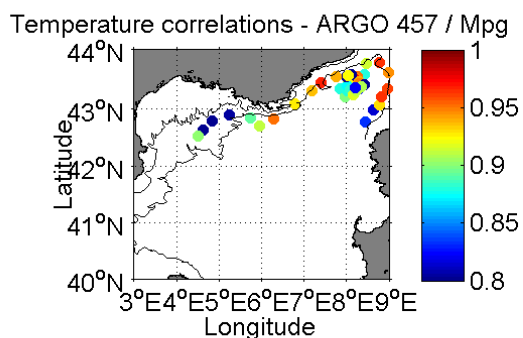
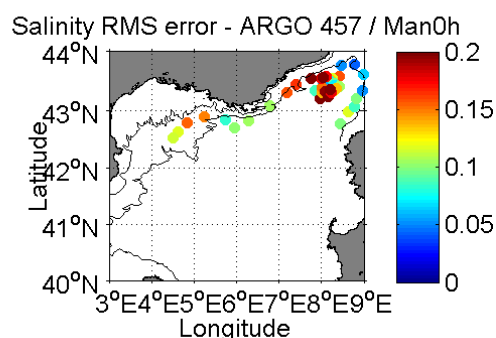
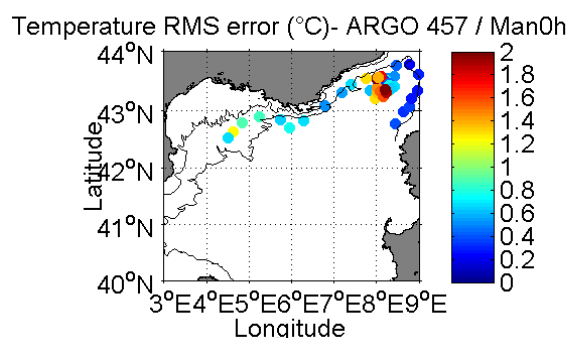
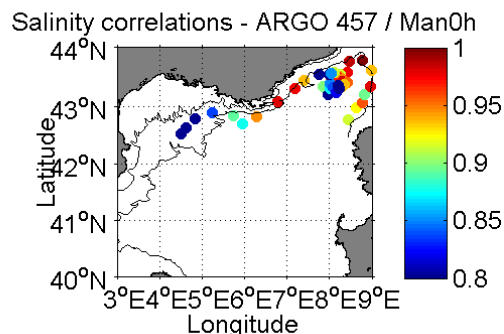
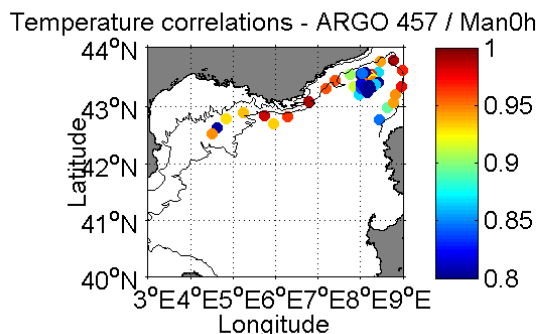
Plus généralement, l'utilisation des données des profileurs ARGO (de type Provor) montre une bonne corrélation (supérieure à 0,8) entre les profils verticaux intégrés en température et salinité mesurés et modélisés. Cette corrélation se dégrade lorsque seuls les 200 premiers mètres sont considérés. Une augmentation des niveaux sigma en surface dans MARS3D permettrait peut-être de mieux résoudre la thermocline / halocline. L'analyse plus poussée dans les couches hydrologiques de surface n'a pu être menée à bien car les profils des ARGO de type Provor n'ont pas une résolution verticale suffisante. Le déploiement de profileurs ARGO côtiers (Arvor-C) permettra d'affiner la résolution dans les couches de surface des profils en température et salinité mesurés et ainsi d'améliorer notre analyse des modèles côtiers.

Une campagne de mesures a été mise en place les 12 et 13 juin 2009 afin de tester la faisabilité de mesures de courant à partir d'embarcations côtières en zone peu profonde (fonds de 20 à 100m) à l'aide d'un "hydronef". Ces mesures pourront être utilisées, en complément des mesures de courant sur mouillage, pour valider les modèles côtiers.

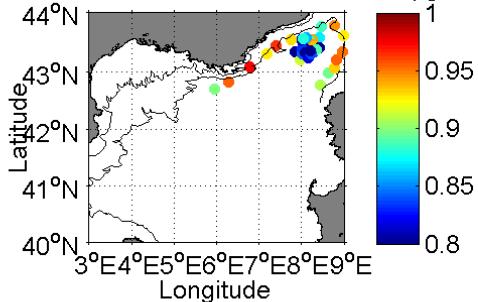
Grâce aux récentes avancées en télédétection côtière (en altimétrie notamment), les procédures de validation des modèles côtiers devraient intégrer ces données complémentaires aux mesures in situ. En Méditerranée Nord Occidentale, le modèle MARS3D pourrait être validé par rapport à la position et la variabilité du Courant Nord qui conditionnent l'hydrodynamique de la zone d'étude, en couplant les informations issues de valorisation des trajets des navires océanographiques (T, S et courants), des traces altimétriques et des images de couleur de l'eau entre Toulon et la Corse/Sardaigne.

ANNEXE 1

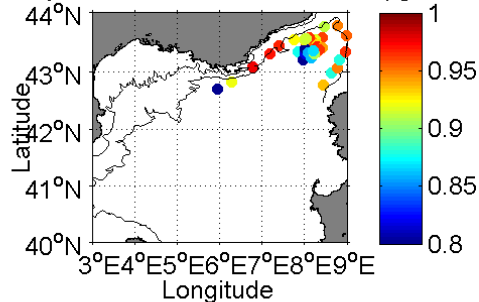
Cartes de corrélation et RMS entre les profils T (graphes de gauche) et S (graphes de droite) du profileur ARGO 457 et des différentes configurations de MENOR pour 2007 :



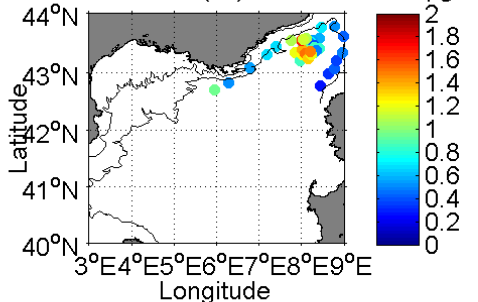
Temperature correlations - ARGO 457 / Mpg0.05



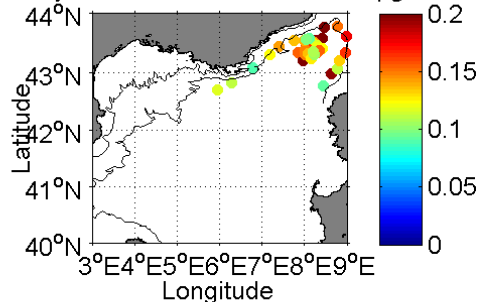
Salinity correlations - ARGO 457 / Mpg0.05



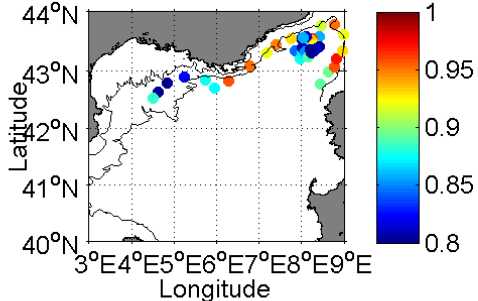
Temperature RMS error (°C)- ARGO 457 / Mpg0.05



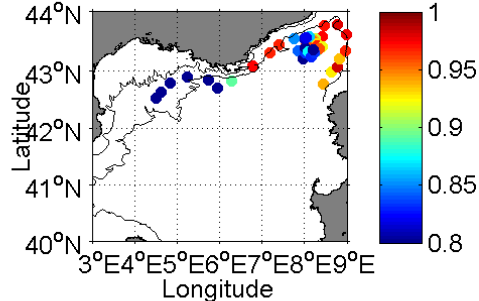
Salinity RMS error - ARGO 457 / Mpg0.05



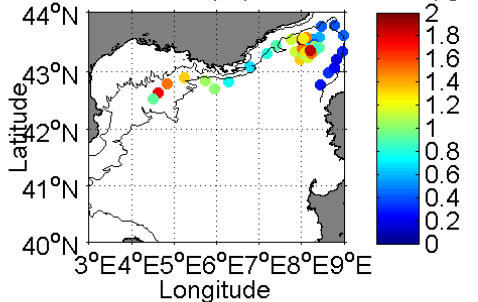
Temperature correlations - ARGO 457 / Mpg0.1



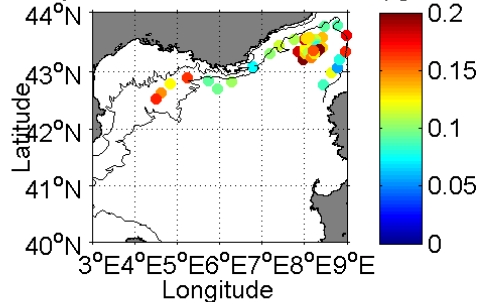
Salinity correlations - ARGO 457 / Mpg0.1



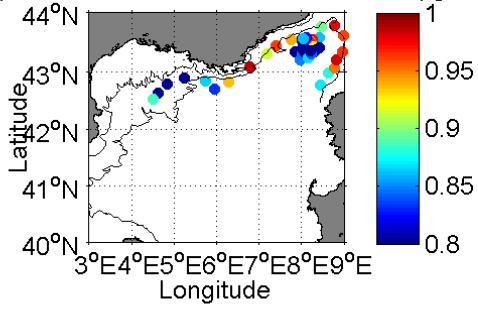
Temperature RMS error (°C)- ARGO 457 / Mpg0.1



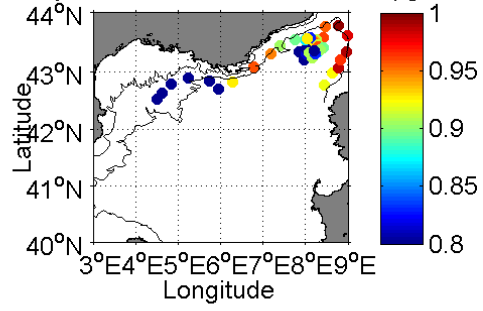
Salinity RMS error - ARGO 457 / Mpg0.1



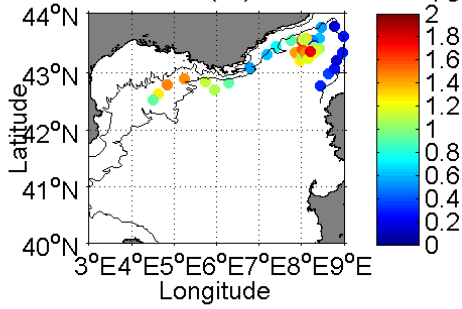
Temperature correlations - ARGO 457 / Mpg0.2



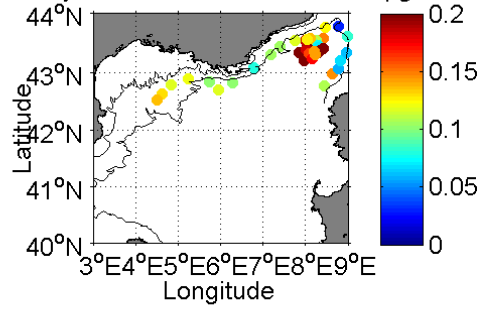
Salinity correlations - ARGO 457 / Mpg0.2



Temperature RMS error (°C)- ARGO 457 / Mpg0.2

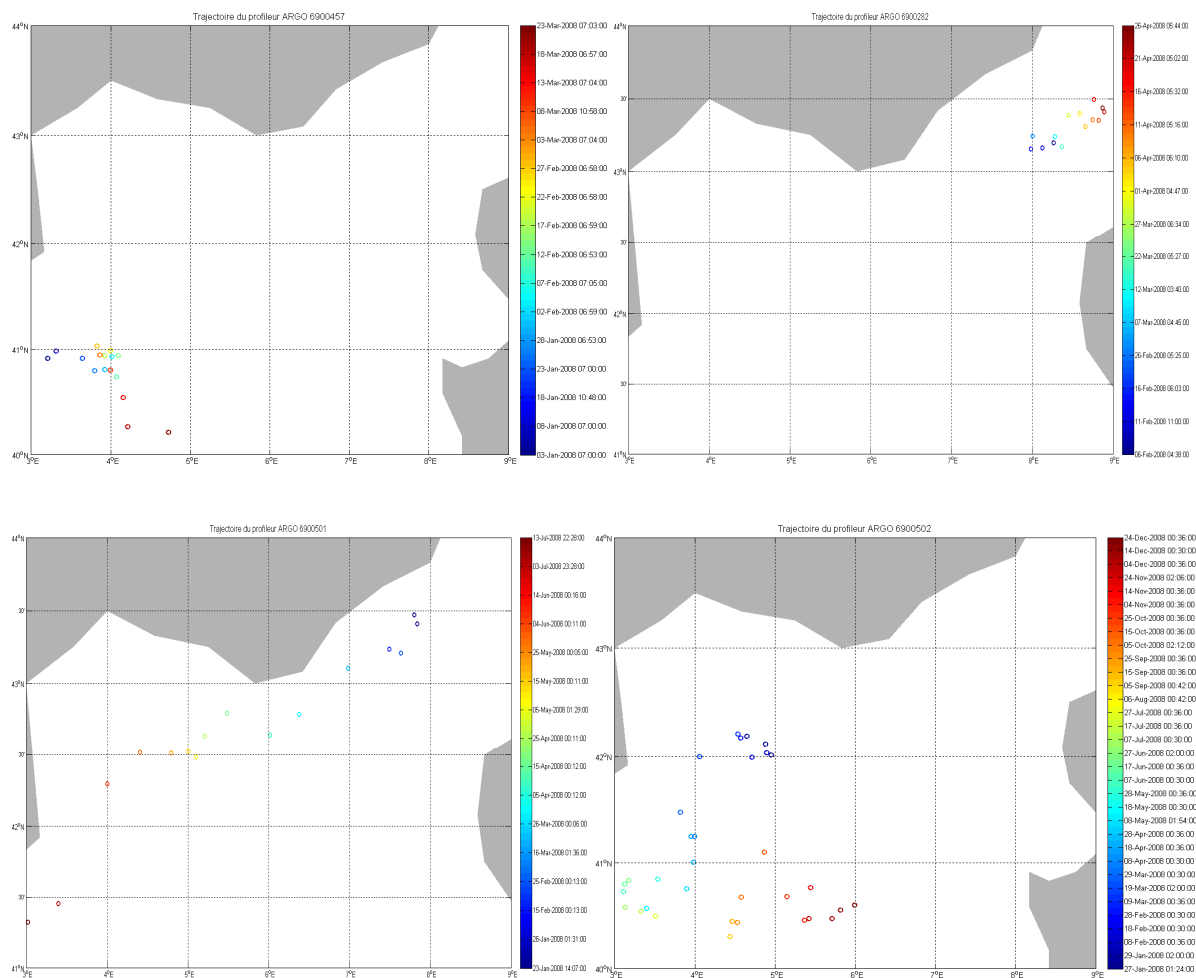


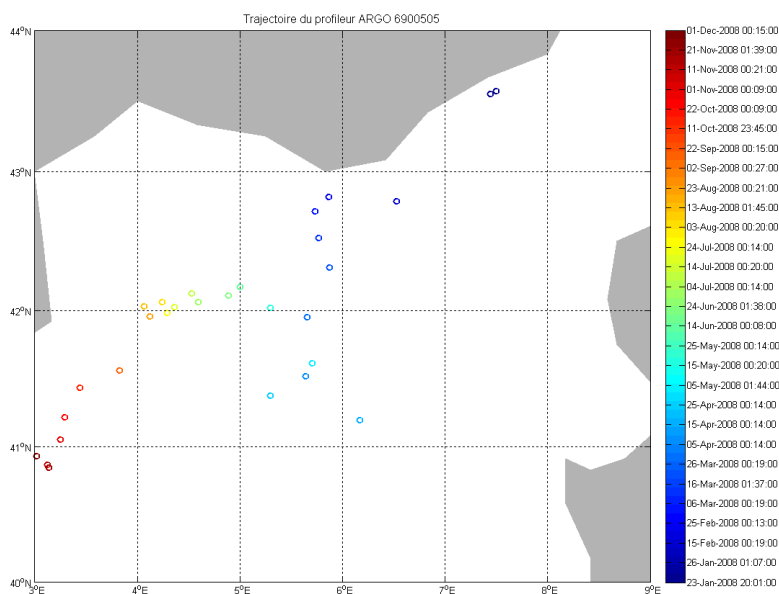
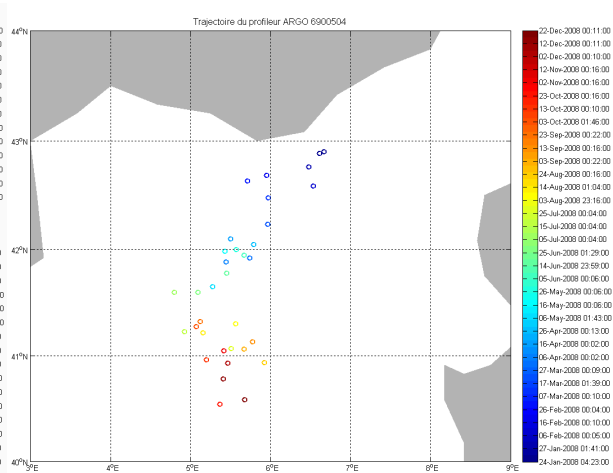
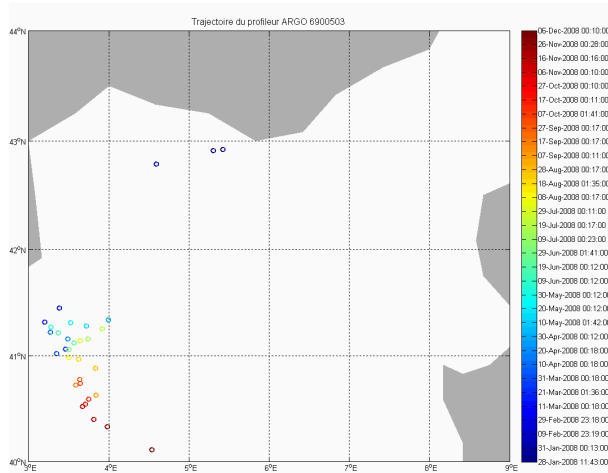
Salinity RMS error - ARGO 457 / Mpg0.2



ANNEXE 2

Cartes des différentes positions des profileurs ARGO présents en Méditerranée Nord occidentale en 2008 :





ANNEXE 3

Rapport interne de la campagne d'intercomparaison des données de l'ADCP de coque du Téthys II et d'un ADCP tracté (12-13 juin 2009).

Direction des opérations
Laboratoire Environnement et Ressources
LERPAC

Julie GATTI et Ivane PAIRAUD

2 novembre 2009

Campagne d'intercomparaison des données de l'ADCP de coque du Tethys II et d'un ADCP tracté

12-13 juin 2009

Sommaire

I. Description de la campagne de mesure	2
I.1. Descriptif du système.....	2
I.2. Déroulement de la campagne.....	3
I.3. Conditions météorologiques	5
I.4. Images satellitales de SST.....	5
II. Résultats.....	7
II.1. Traitement des données	7
II.2. Trajet 1	8
II.2.1. Coupes verticales	8
II.2.2. Cartes horizontales	9
II.2.3. Corrélations.....	10
II.3. Trajets 2-3.....	11
II.3.1. Coupes verticales	11
II.3.2. Cartes horizontales.....	12
II.3.3. Corrélations.....	14
II.4. Trajets 4-5	15
II.4.1. Coupes verticales	15
II.4.2. Cartes horizontales.....	16
II.4.3. Corrélations.....	18
II.5. Trajet 6	19
II.5.1. Coupes verticales	19
II.5.2. Cartes horizontales.....	20
II.5.3. Corrélations.....	21
II.6. Trajet 7	22
II.6.1. Coupes verticales	22
II.6.2. Cartes horizontales.....	23
II.6.3. Corrélations.....	24
III. Conclusions	25
ANNEXE 1 – Poster Colloque RDI San Diego 5-7 octobre 2009... 26	

I. Description de la campagne de mesure

Dans le cadre des projets METROC, GIRAC et PREVICOT, une campagne de mesure a été mise en place pour valider un système côtier de mesure de courant (hydronef + ADCP). Elle consiste à intercomparer les données d'un ADCP de coque avec celles d'un ADCP tracté, dans la zone côtière (fonds de moins de 100m) située entre la baie de La Ciotat et la rade d'Hyères.

I.1. Descriptif du système

L'hydronef, développé par une équipe d'Ifremer Brest, est immergé à 1,50m – 2m de profondeur sur le côté tribord du NO Téthys II et éloigné de la coque du navire à l'aide d'une perche horizontale de 6m pour éviter toute interférence avec le sillage du navire (figure 1).

Les mesures de courant sont acquises simultanément par l'ADCP tracté (300 kHz) sur l'hydronef et par l'ADCP de coque (150kHz) du Téthys II depuis quelques mètres sous la surface jusqu'à une centaine de mètres de profondeur avec une résolution de 4m.

Pour avoir un système le plus autonome possible, l'ADCP tracté est relié par port série/USB à un PC portable installé en passerelle du navire. Ce PC dispose du logiciel d'acquisition de données VMDAS et est relié par port USB à un GPS installé sur le toit du navire pour acquérir simultanément les données de positionnement. Les données de cap sont fournies par le compas de l'ADCP tracté.

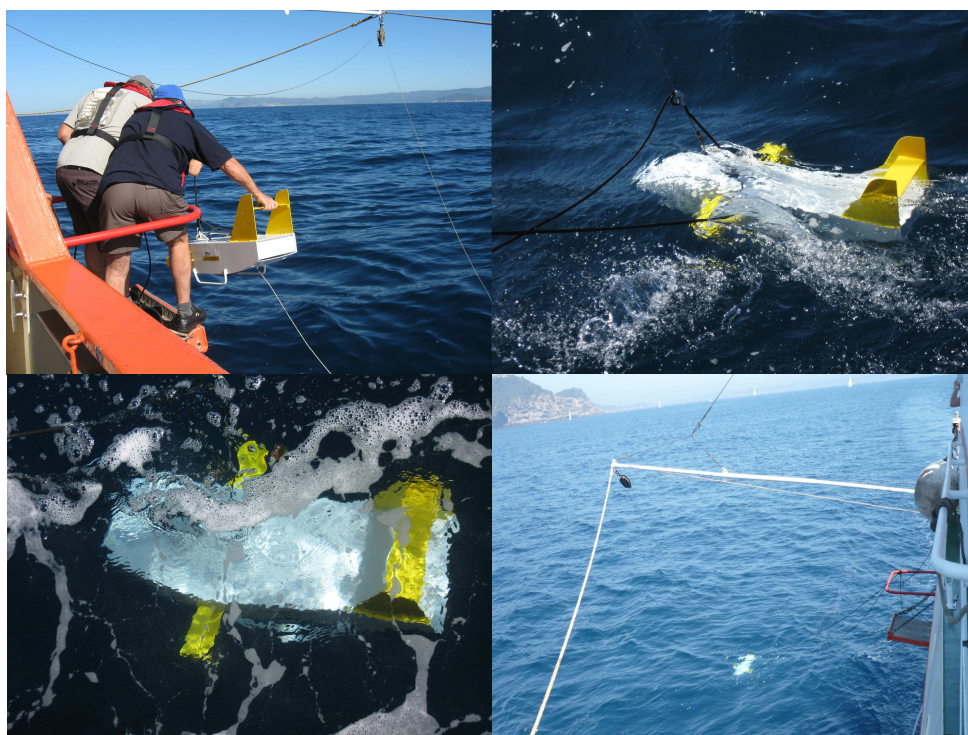


Figure 1 : photos du système "hydronef + ADCP" mis en œuvre à partir du N/O Téthys II à l'aide d'une perche horizontale de 6m et d'un câble de traction.

I.2. Déroulement de la campagne

Le nombre de tests réalisés a été limité par la récupération d'un mouillage de la campagne Opéra sur le site ANTARES, mission n'ayant pu avoir lieu précédemment pour cause d'interdiction de ZONEX. Cette récupération a nécessité deux demi-journées.

Des tests sur la vitesse maximale du bateau à ne pas dépasser par rapport à la qualité des courants mesurés par l'ADCP tracté devaient être effectués le premier jour de campagne (12 juin 2009) au large de la presqu'île de Giens ou dans le golfe de Giens. Les conditions météorologiques (cf § I.3) n'ont pas permis de réaliser les trajets dans cette zone (cf résultats du trajet 1 au § II.2) mais une solution de repli en rade d'Hyères a été trouvée (trajets 2, 3, 4 et 5, figure 2 et tableau 1). Les tests du premier jour ont révélé qu'à une immersion de 1,50m et une vitesse de 4 noeuds l'hydronef était très stable et les courants cohérents. Un récapitulatif des différentes immersions de l'hydronef et des vitesses du bateau est dressé dans le tableau 2 ci-dessous.

Le deuxième jour de campagne (13 juin 2009), des trajets (6 et 7) utiles pour la validation des modèles Toulon (Sylvain Coudray) et RHOMA (Ivane Pairaud) ont été réalisés (figure 2 et tableau 1). Les mesures sont faites sur des fonds d'au moins 60m pour avoir une douzaine de cellules communes à comparer. Au regard de la bathymétrie entre le Bec de l'aigle et la presqu'île de Giens, deux transects sont privilégiés :

- 1- transect reliant la pointe ouest de la presqu'île de Giens (Fourmiges) au cap Cépet (Pointe du Rascas),
- 2- transect le long de la latitude 43°04.50'N partant de la pointe Ouest du cap Sicié (Basses de la Moulinière) jusqu'à intercepter l'isobathe 100m.

	Trajet	Départ (degré décimal)	Arrivée (degré décimal)
12 juin	1	6,1073°E et 43,0200°N	6,1261°E et 43,0145°N
	2	6,3221°E et 43,0269°N	6,3416°E et 43,0274°N
	3	6,3469°E et 43,0277°N	6,4119°E et 43,0311°N
	4	6,3142°E et 43,003°N	6,3323°E et 43,0229°N
	5	6,3355°E et 43,0254°N	6,3700°E et 43,0287°N
13 juin	6	5,7354°E et 43,0756°N	5,6860°E et 43,0815°N
	7	6,0846°E et 43,0207°N	5,9679°E et 43,0687°N

Tableau 1 : Coordonnées géographiques (latitude, longitude) des différents trajets de la campagne.

Trajet	Immersion moyenne (mètres)	Vitesse bateau (noeuds)
1	0,69	4
2	2,18	2
3	1,24	4
4	1,58	5
5	1,44	5
6	1,59	4
7	1,49	4

Tableau 2 : Immersion (m) moyenne du système hydronef+ADCP donnée par le capteur de pression de l'ADCP tracté et vitesse (noeuds) du Téthys II pour chaque trajet de la campagne.

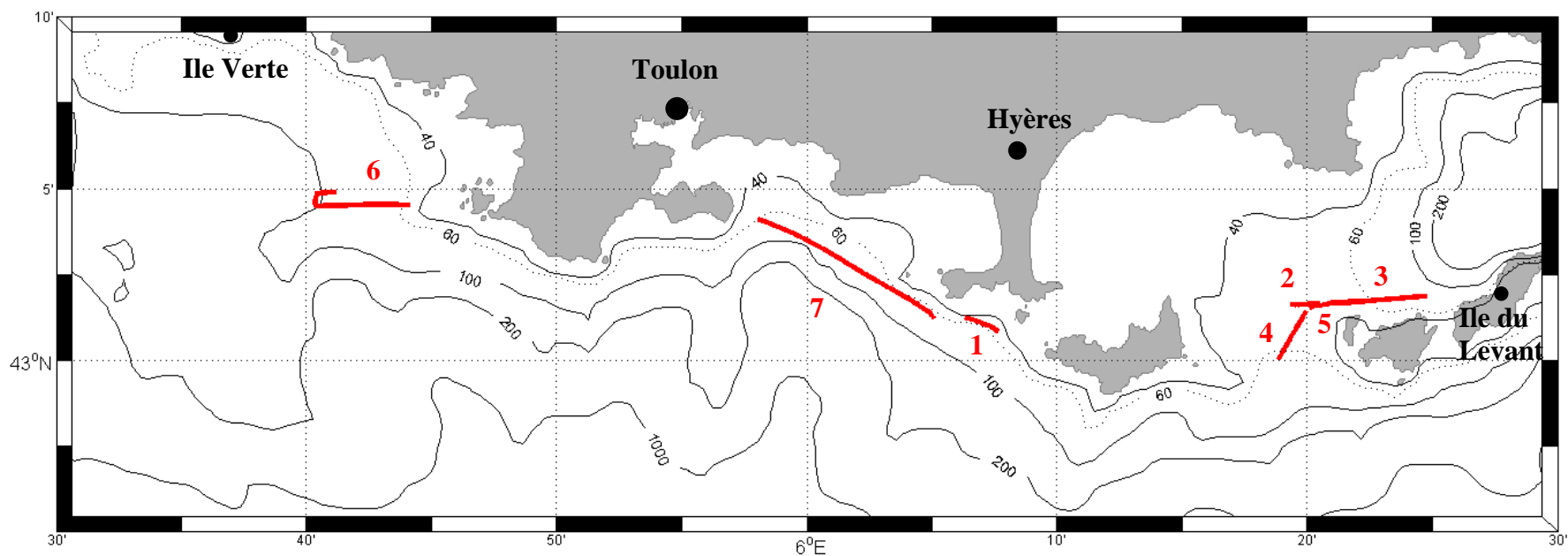


Figure 2 : Bathymétrie entre l'île Verte (La Ciotat) et l'île du Levant sur laquelle sont indiqués les trajets de campagne des 12 et 13 juin 2009. Les isobathes 40, 60 (pointillés), 100, 200 et 1000m sont représentées.

I.3. Conditions météorologiques

Un Mistral (vent de secteur O-NO) s'est levé en fin de journée le 11 juin 2009 pour atteindre son maximum avec une intensité de 10 m/s le 12 juin 2009 à 3h du matin. Il s'est ensuite affaibli en cours de journée pour réaugmenter légèrement à 7 m/s en fin de journée, avant de disparaître le 13 juin 2009 au matin.

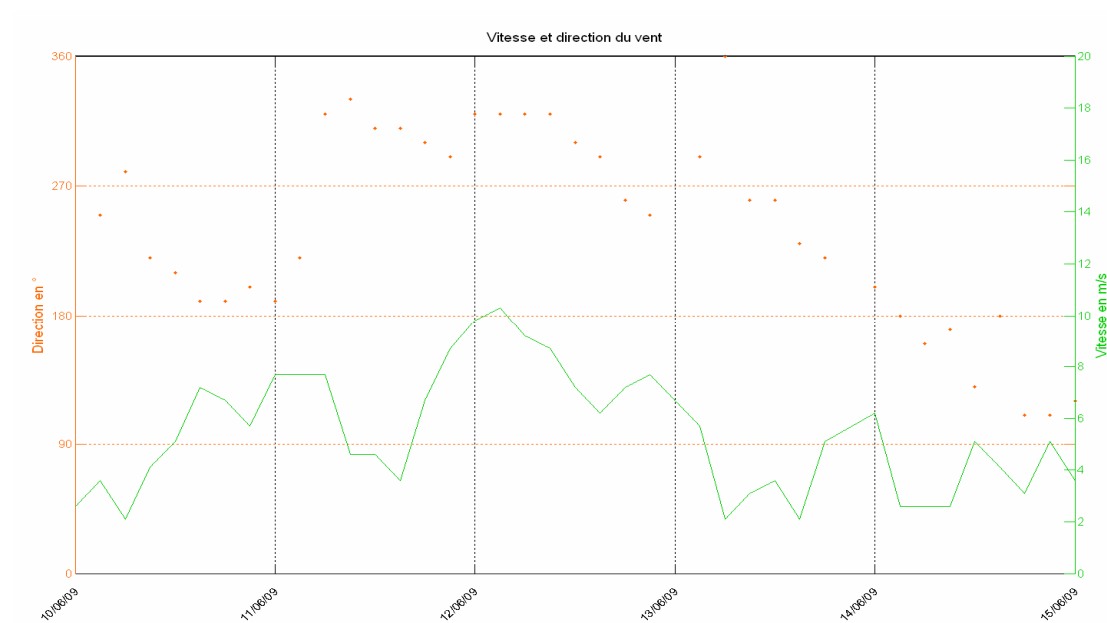


Figure 3 : évolution temporelle de l'intensité (m/s) et de la direction du vent mesurées à la bouée Météo-France du Golfe du Lion du 10 au 15 juin 2009.

I.4. Images satellitaires de SST

Des images NARSST accessibles sur le site ftp d'Ifremer révèlent la présence d'upwellings sur la partie est du Golfe du Lion, liée à l'épisode de Mistral du 12 juin 2009.

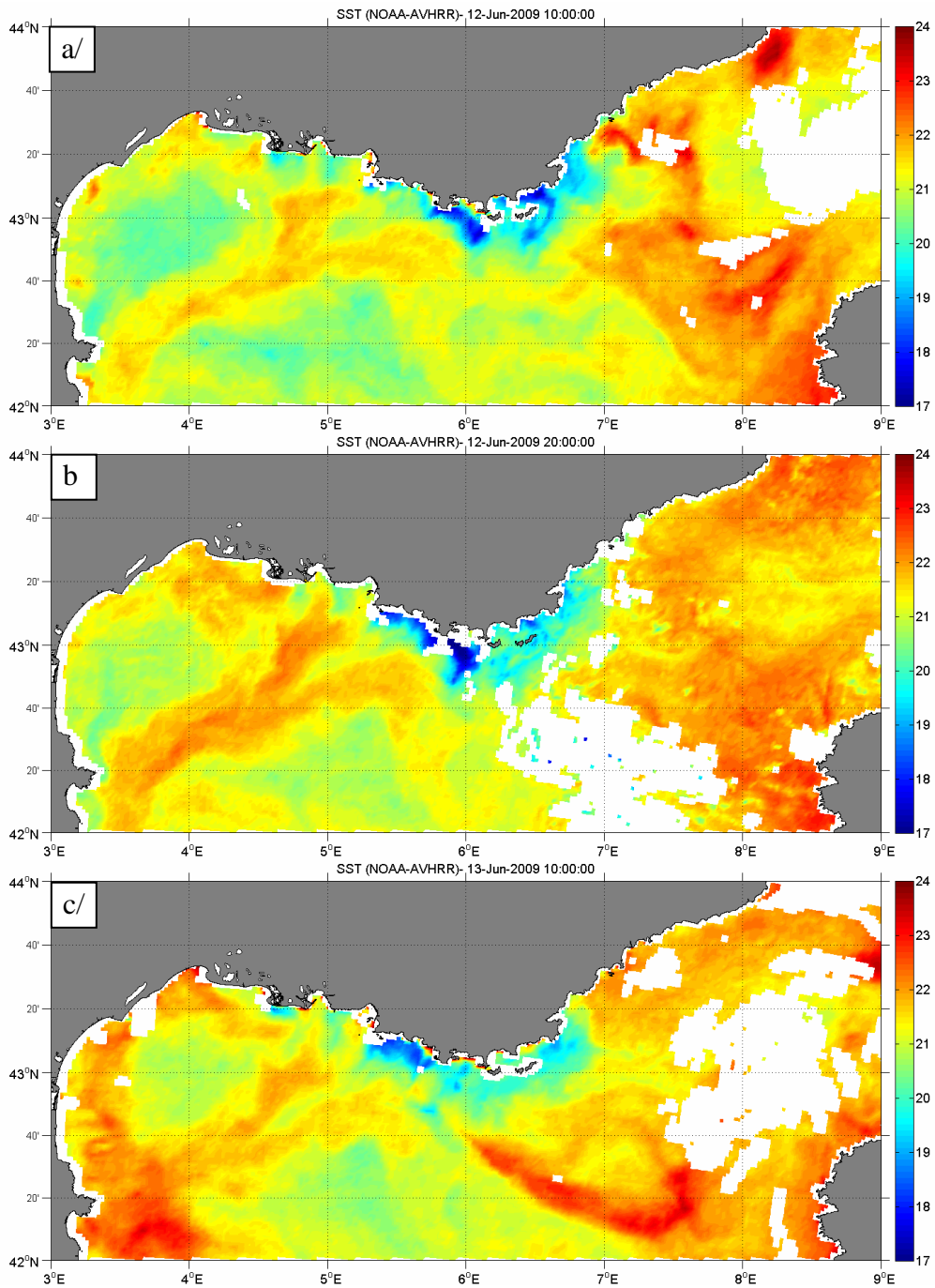


Figure 4 : Images satellitales de température de surface (°C) le 12 juin 2009 à a/ 10h et b/ 20h et le c/ 13 juin 2009 à 10h. Les nuages sont en blanc.

II. Résultats

II.1. Traitement des données

Les données de l'ADCP de coque du Téthys II sont programmées automatiquement pour être moyennées sur des ensembles d'une minute. Un choix identique a donc été choisi pour les données de l'ADCP tracté.

Les deux ADCP étant à des immersions différentes, une simple interpolation sur la verticale des données de l'ADCP tracté aux immersions des données de l'ADCP de coque a été réalisée.

Trois critères de validité de la mesure de courant sont déjà directement appliqués par le logiciel d'acquisition de données VMDAS. Ces critères considèrent comme mauvaises et suppriment les mesures suivantes :

- mesures pour lesquelles l'erreur sur v_{fond} est supérieur à 150 mm/s,
- mesures situées en dessous de 15% (6%) au-dessus du fond (seuil imposé à cause de l'influence des lobes secondaires dans la configuration des faisceaux ADCP orientés d'un angle de 30° (20°) par rapport à la verticale),
- mesures où la corrélation entre pings est inférieure à 64.

Suivant les trajets, nous choisissons d'appliquer ou non les critères supplémentaires suivants :

- suppression de la première cellule de surface quand trop bruitée par la présence de bulles d'air du sillage,
- suppression de valeurs aberrantes isolées (amplitude importante par rapport aux données voisines).

II.2. Trajet 1

Ce trajet a été écourté pour cause de mauvaises conditions de houle. L'hydronef n'était pas assez stable. Les courants bruts sans traitement supplémentaire sont tracés ci-dessous pour rendre compte de la mauvaise qualité des données que ce soit avec l'ADCP de coque ou l'ADCP tracté.

II.2.1. Coupes verticales

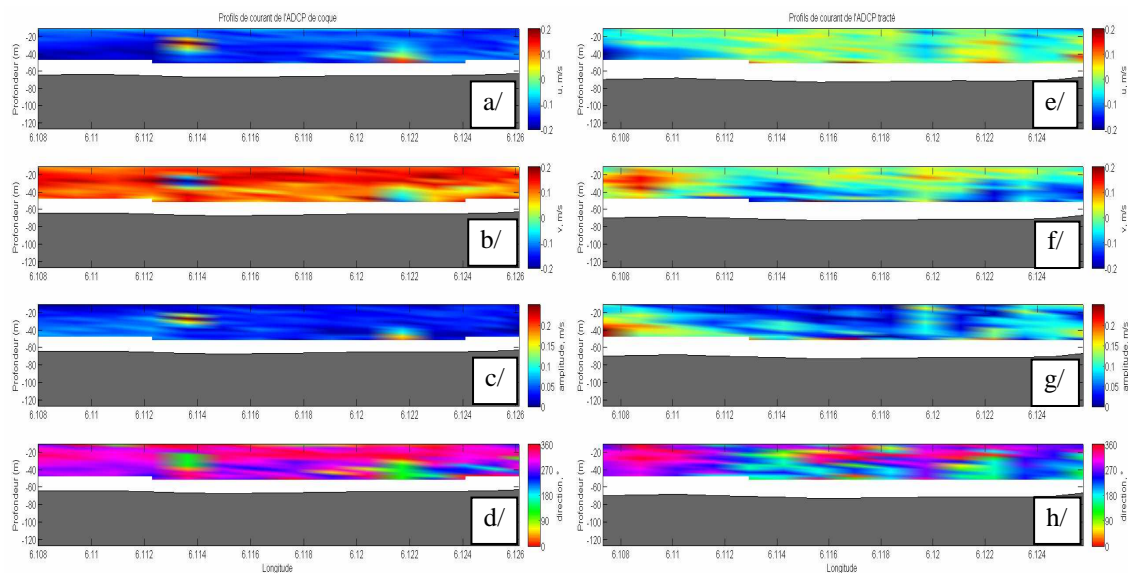


Figure 5 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 1.

II.2.2. Cartes horizontales

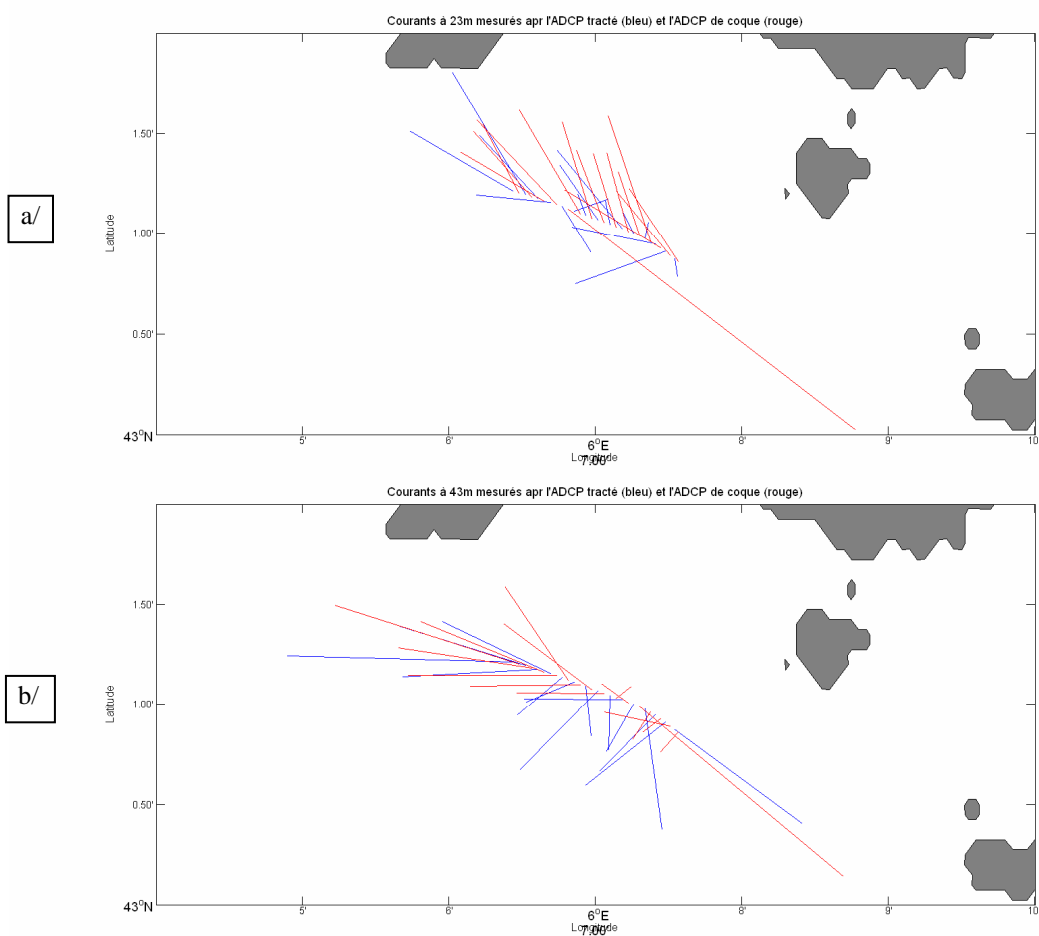


Figure 6 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 1 à a/ 23m et b/ 43m de profondeur.

II.2.3. Corrélations

Les mesures de courant étant de mauvaise qualité (figures 5 et 6), de faibles valeurs de corrélation (figure7) entre les courants mesurés par l'ADCP de coque et ceux mesurés par l'ADCP tracté étaient attendues .

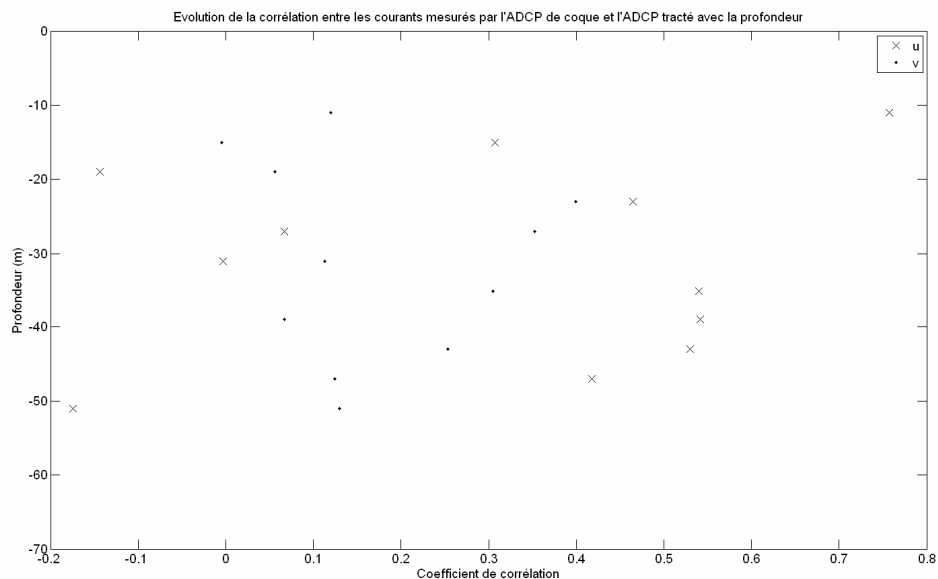


Figure 7 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 1.

II.3. Trajets 2-3

A l'abri des îles d'Hyères, les mesures de courant sont de meilleure qualité.

II.3.1. Coupes verticales

Les directions des courants mesurés par l'ADCP de coque et par l'ADCP tracté (figures 8.d, 8.h et 9.d, 9.h) sont identiques. Par contre, l'ADCP tracté mesure des courants plus intenses que l'ADCP de coque (figures 8.c, 8.g et 9.c, 9.g).

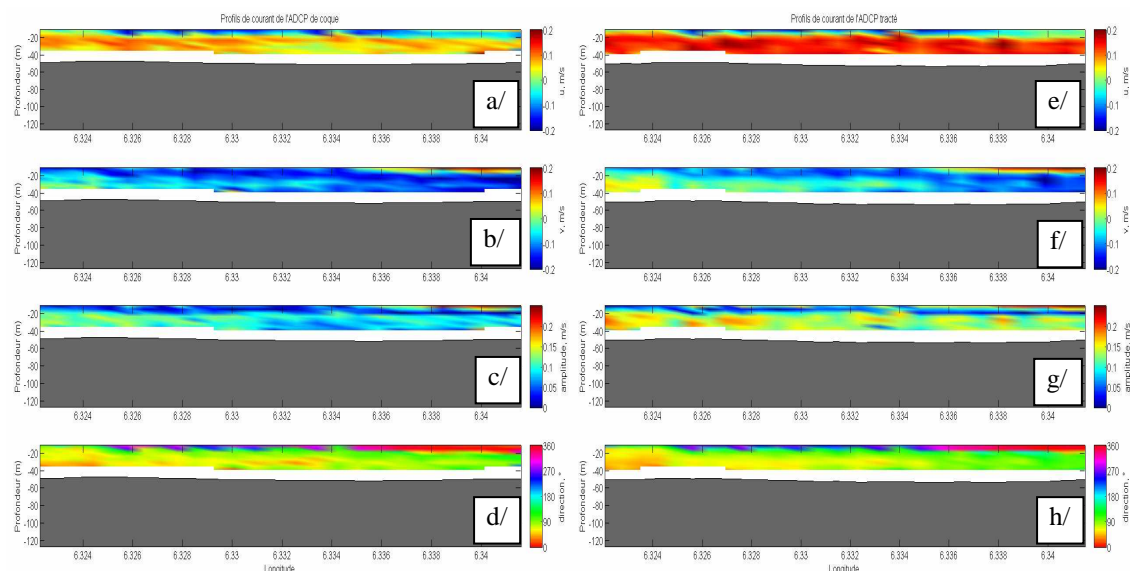


Figure 8 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 2.

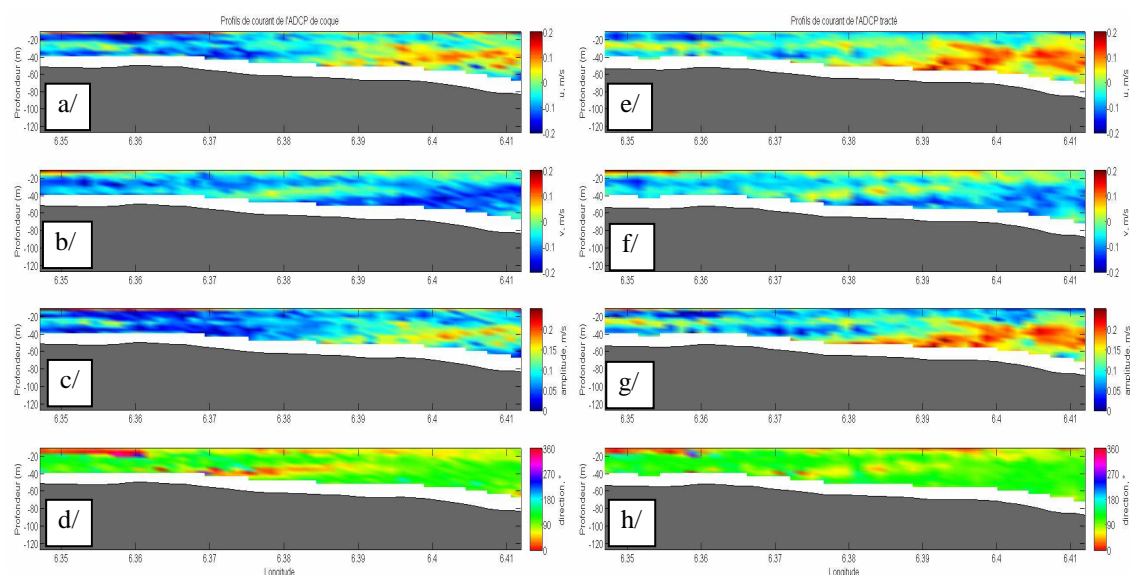


Figure 9 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 3.

II.3.2. Cartes horizontales

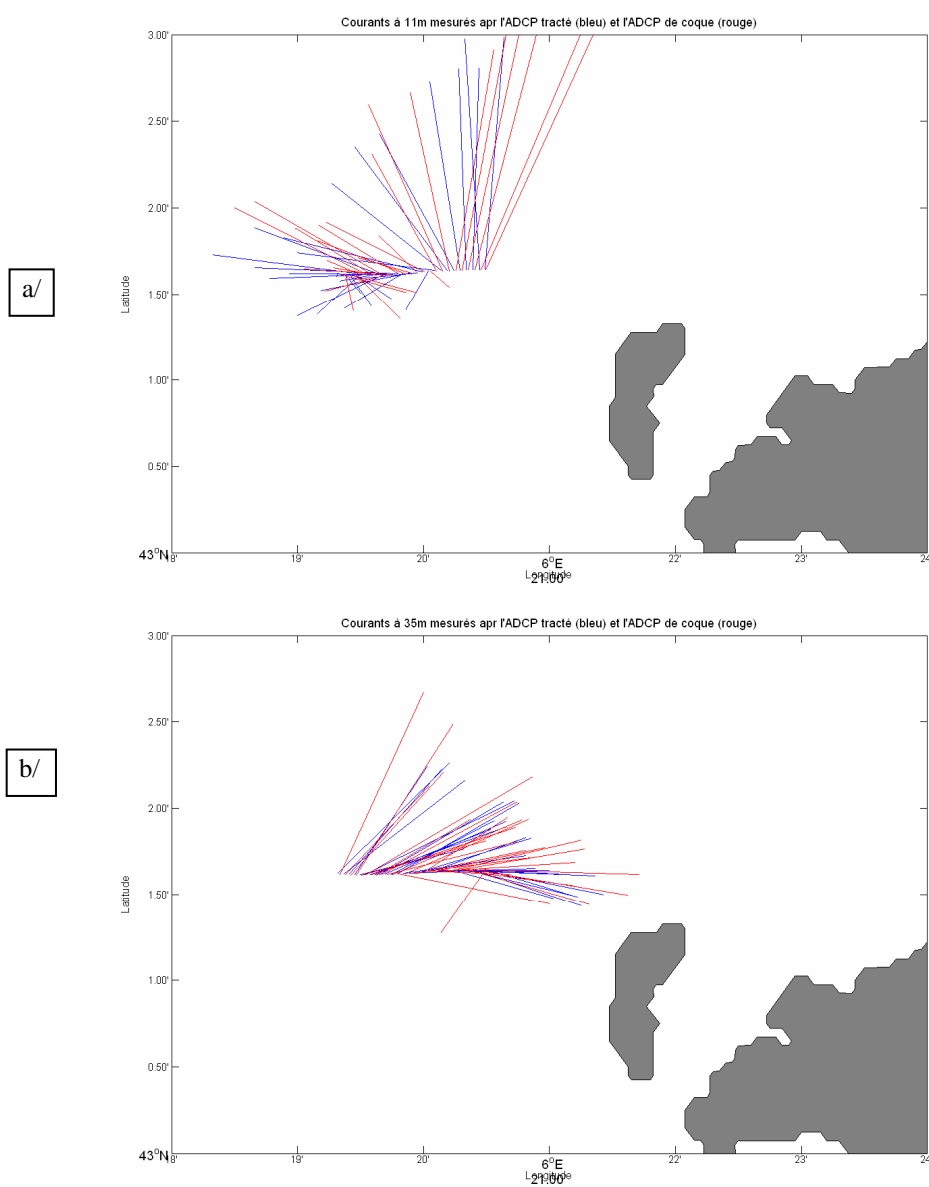


Figure 10 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 2 à a/ 11m et b/ 35m de profondeur.

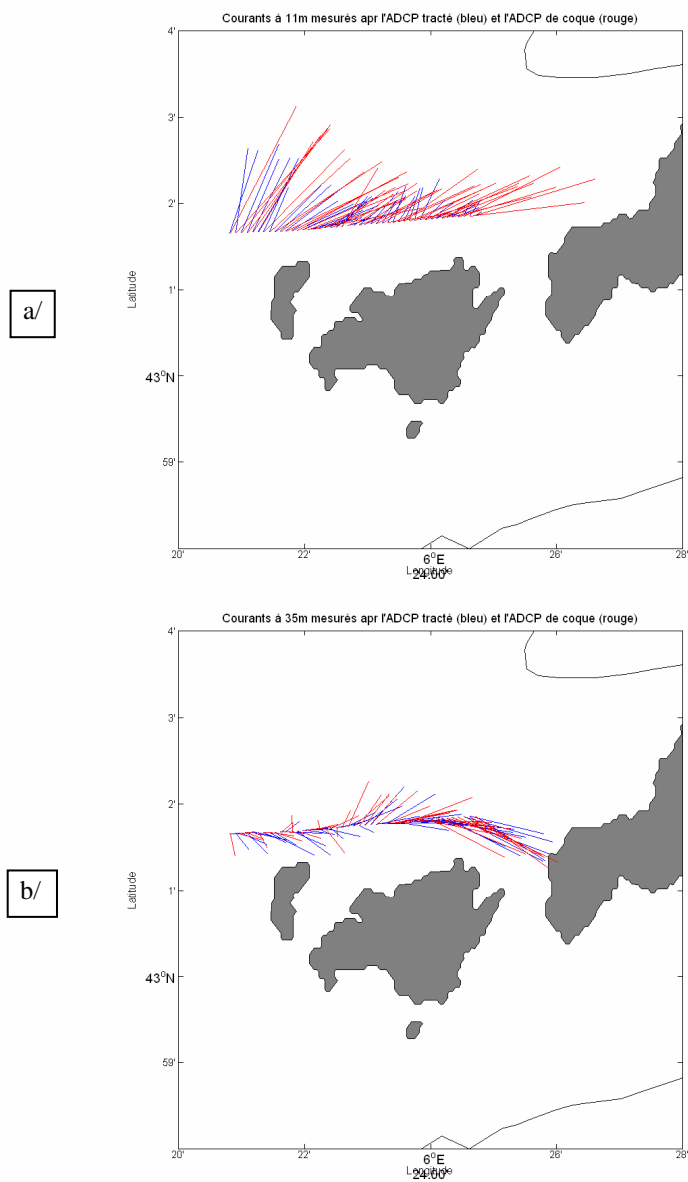


Figure 11 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 3 à a/ 11m et b/ 35m de profondeur.

II.3.3. Corrélations

Pour le trajet 2, les corrélations obtenues pour la composante Nord-Sud des courants sont meilleures que pour la composante Est-Ouest avec des valeurs supérieures à 0,8 (figure12). En dessous de 20m de profondeur la corrélation pour la composante Est-Ouest chute jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à 0,5. Une telle différence entre les composantes Est-Ouest et Nord-Sud ferait penser à un problème d'offset de calage, or le long du trajet 3, toujours parcouru à latitude constante, une telle différence n'est plus observée (figure 13) ce qui discrimine cette hypothèse.

Pour le trajet 3, la perte importante de corrélation se fait sur les 20 derniers mètres de mesure, c'est à dire en dessous de 40m de profondeur.

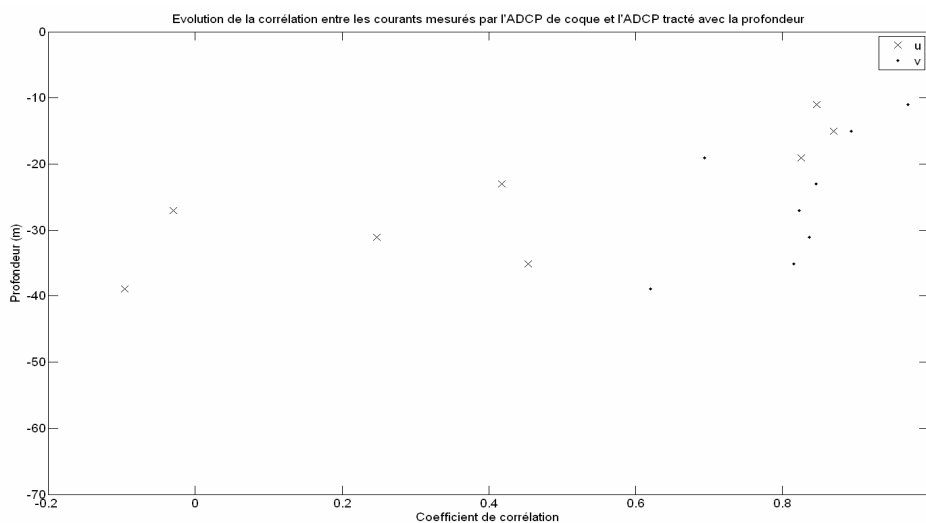


Figure 12 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 2.

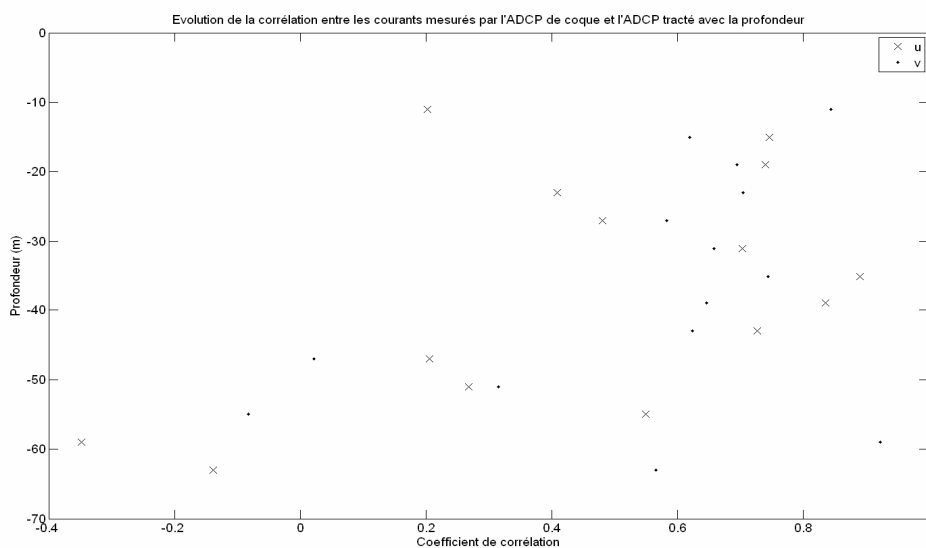


Figure 13 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 3.

II.4. Trajets 4-5

II.4.1. Coupes verticales

Sur la verticale, une structure bicouche s'est mise en place avec des courants entrants dans la rade d'Hyères en surface et des courants sortants au fond.

Cette structure verticale des courants est aussi bien détectée dans les mesures de l'ADCP de coque que dans les mesures de l'ADCP tracté (figures 14 à 17).

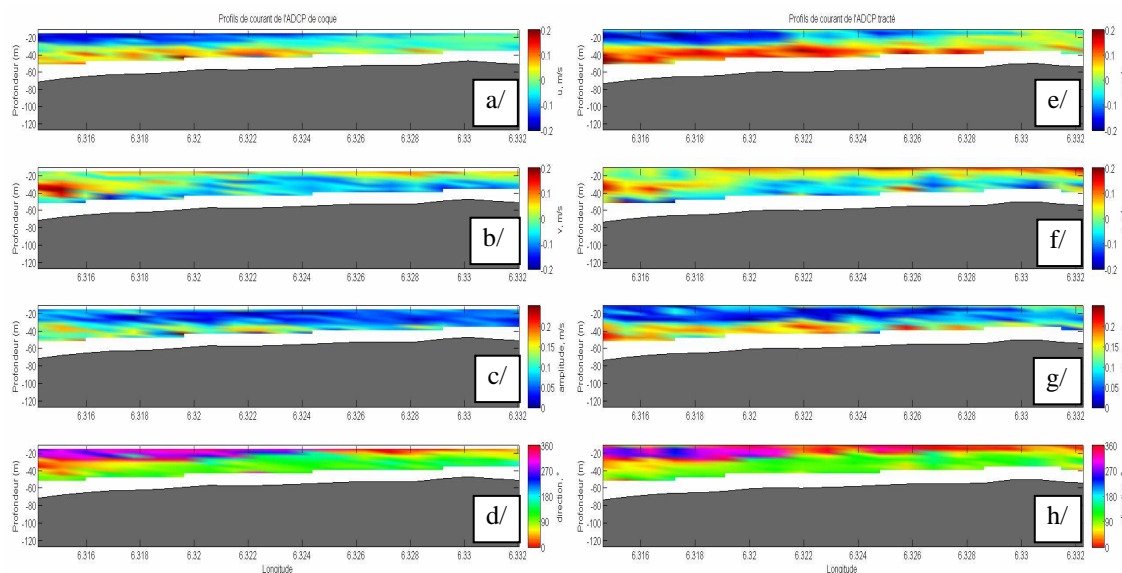


Figure 14 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 4.

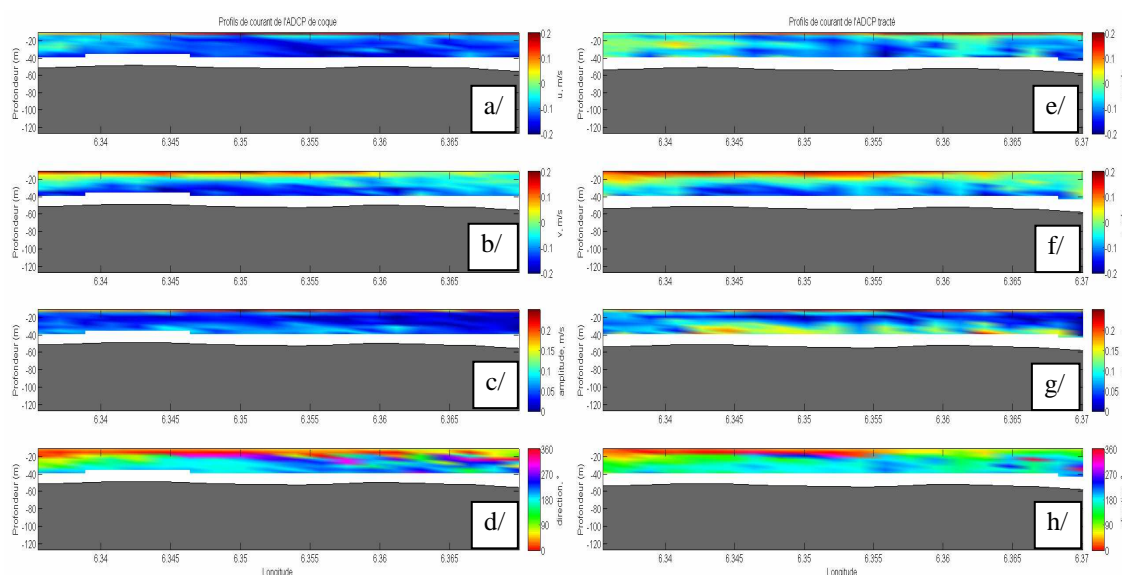


Figure 15 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 5.

II.4.2. Cartes horizontales

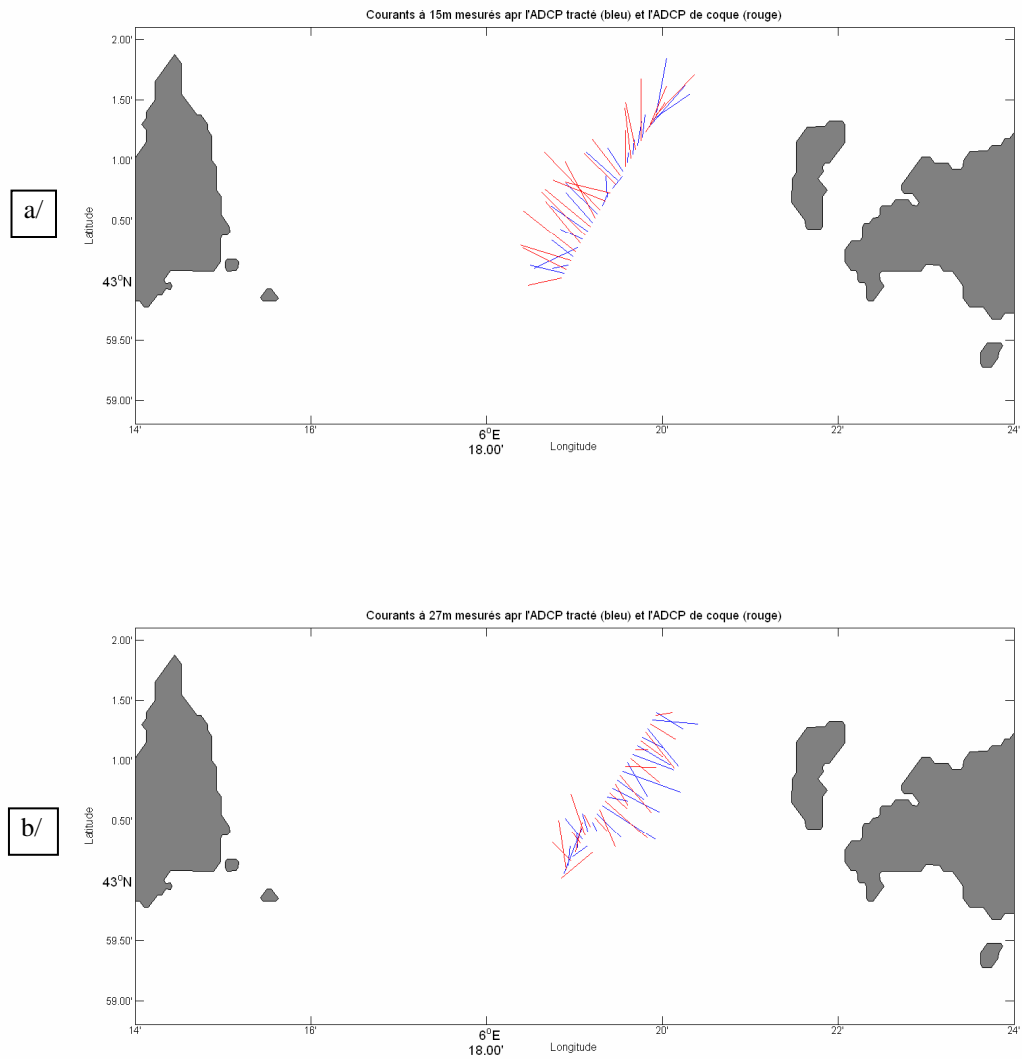


Figure 16 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 4 à a/ 15m et b/ 27m de profondeur.

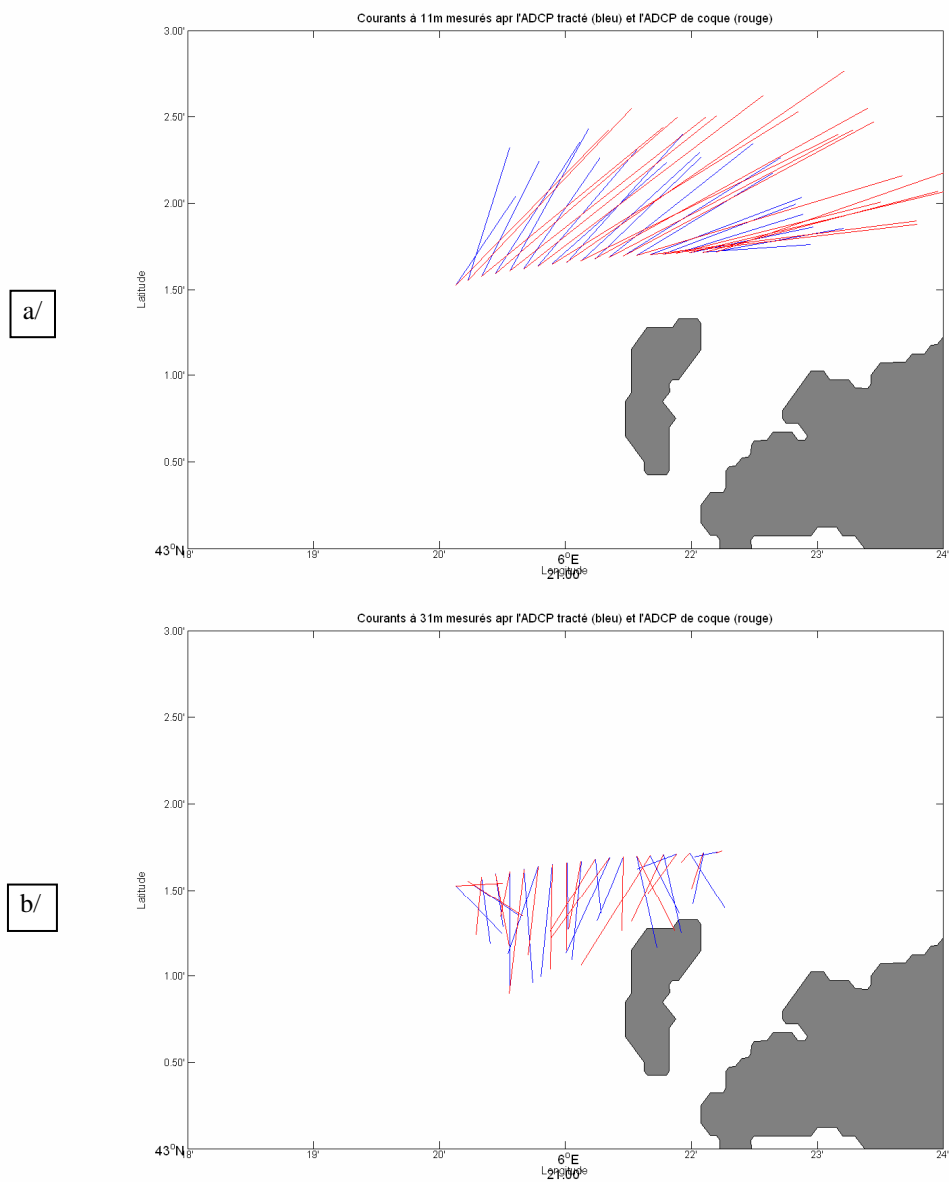


Figure 17 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 5 à a/ 11m et b/ 31m de profondeur.

II.4.3. Corrélations

Les corrélations semblent moins élevées que sur les trajets précédents. Cela est probablement dû à l'augmentation de vitesse du navire où nous sommes passés d'une vitesse navire de 4 nœuds précédemment à une vitesse navire de 5 nœuds pour les trajets 4 et 5.

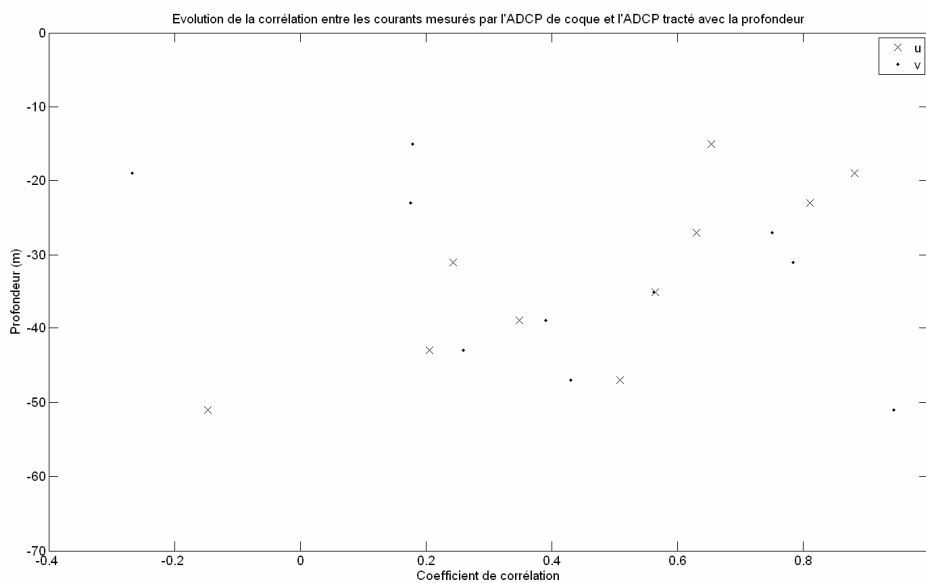


Figure 18 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 4.

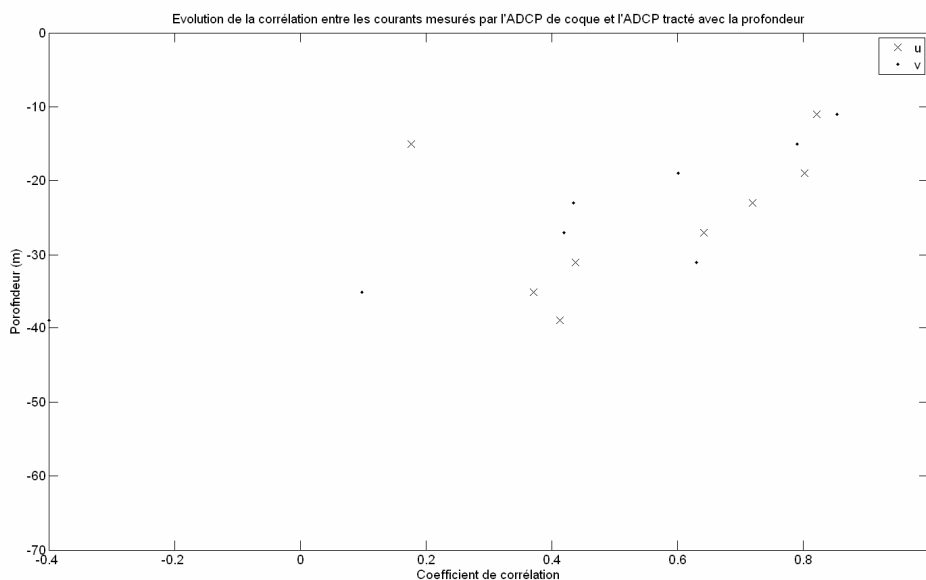


Figure 19 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 5.

II.5. Trajet 6

II.5.1. Coupes verticales

Les structures verticales des courants le long du trajet 6 sont identiques entre la mesure faite par l'ADCP de coque et celle faite par l'ADCP tracté (figure 20), même lors du demi-tour réalisé en fin de trajet (à partir de l'ensemble 40 sur la figure 20).

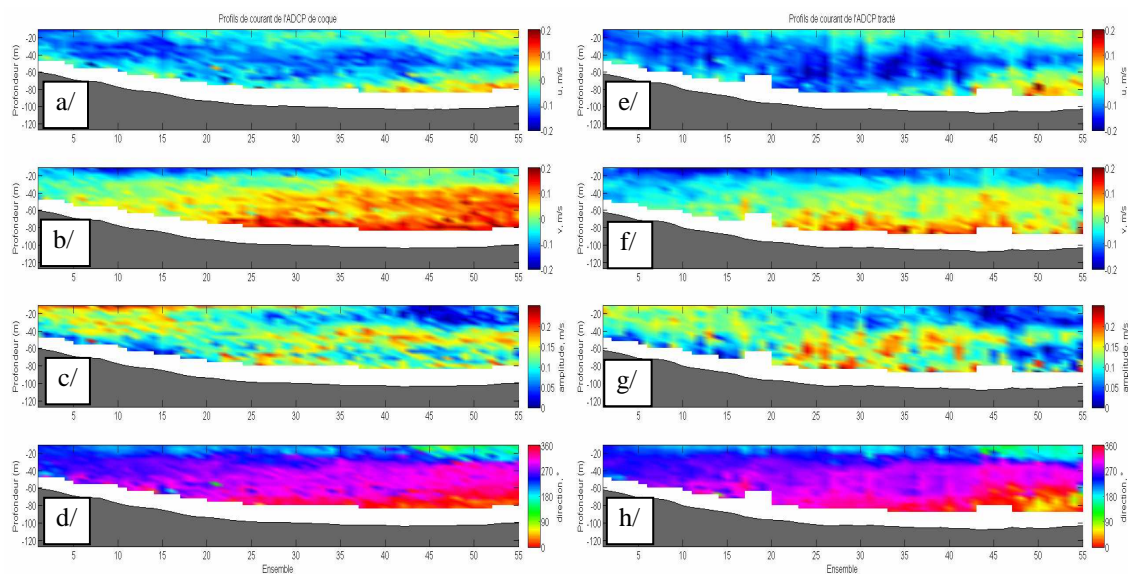


Figure 20 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 6.

II.5.2. Cartes horizontales

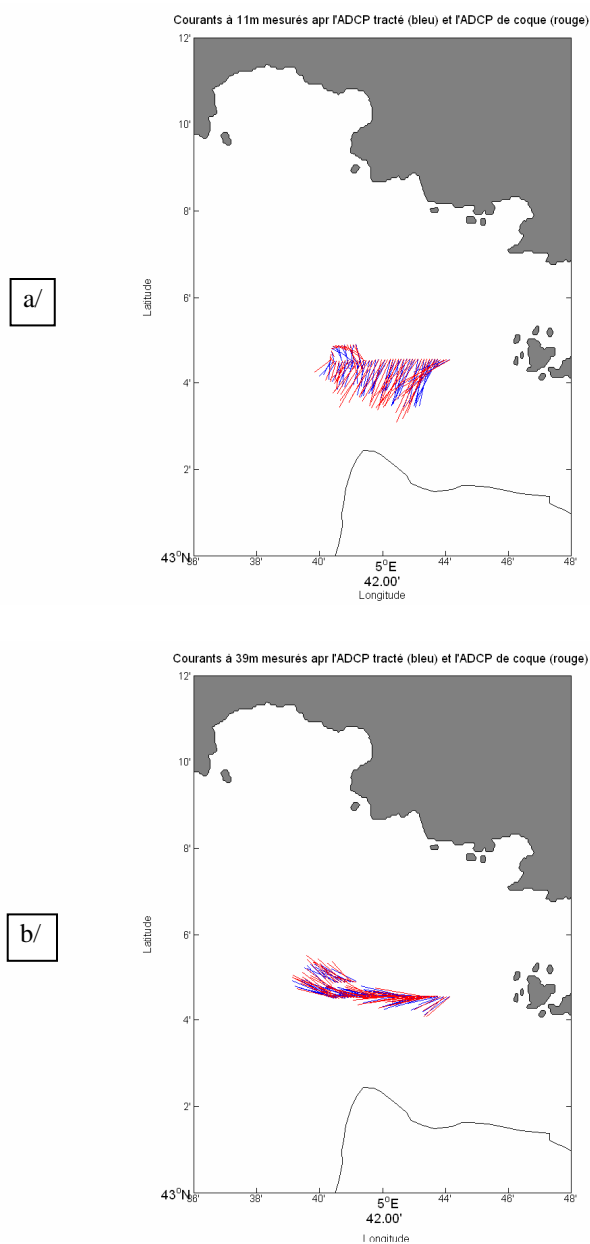


Figure 21 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 6 à a/ 11m et b/ 39m de profondeur.

II.5.3. Corrélations

De très bonnes corrélations entre la mesure de l'ADCP de coque et de l'ADCP tracté sont obtenues avec des valeurs supérieures à 0,8 sur les 30 premiers mètres. Les corrélations pour la composante Nord-Sud diminuent en sub-surface et ré-augmentent vers 40m de profondeur. Les profils verticaux des courants (figure 20.c et 20.g) montrent en effet qu'à mi-profondeur les courants sont plus intenses qu'en surface donc la mesure de courant est moins variable et plus fiable à cette profondeur.

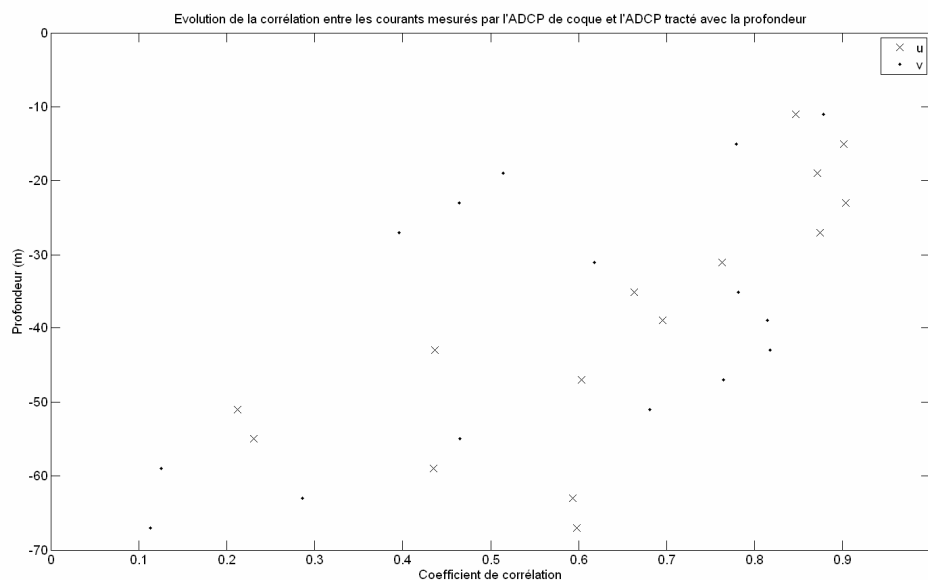


Figure 22 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 6.

II.6. Trajet 7

II.6.1. Coupes verticales

Les structures verticales des courants tout au long du trajet sont à nouveau identiques entre la mesure faite par l'ADCP de coque et celle faite par l'ADCP tracté (figure 23).

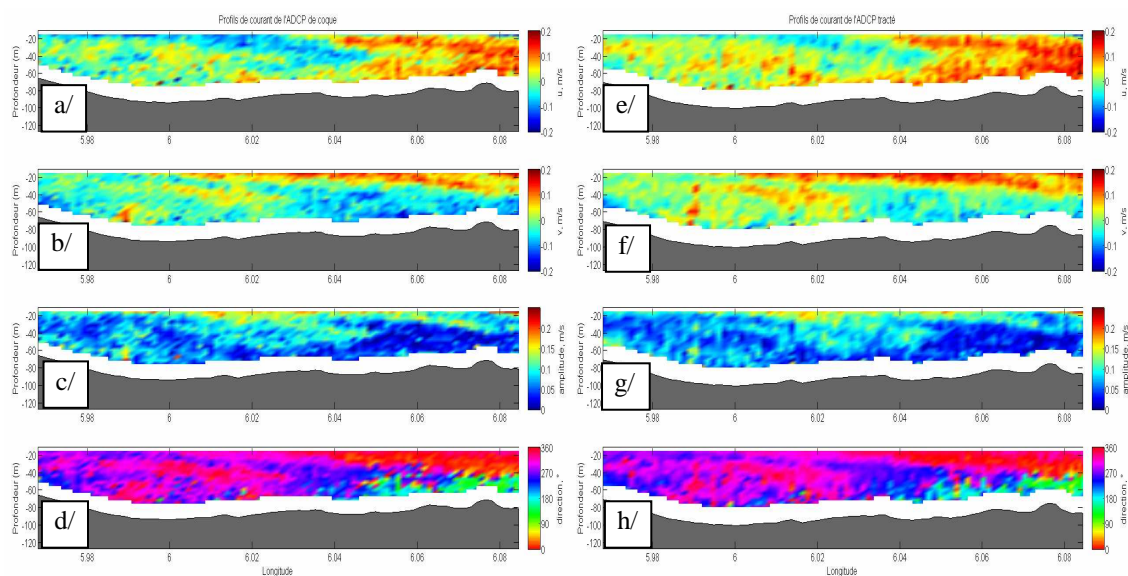


Figure 23 : De haut en bas, profils verticaux des courants (u, v, amplitude et direction) mesurés par l'ADCP de coque (a/, b/, c/ et d/) et par l'ADCP tracté (e/, f/, g/ et h/) le long du trajet 7.

II.6.2. Cartes horizontales

L'ADCP de coque mesure un déphasage entre les courants de surface (figure 24.a) et les courants de fond (figure 24.b) entre les longitudes 6,02°E et 6,08°E, ce qui est aussi détecté sur les mesures faites par l'ADCP tracté.

Le cisaillement horizontal entre les courants de fond le long du trajet est aussi bien détecté par les deux ADCP.

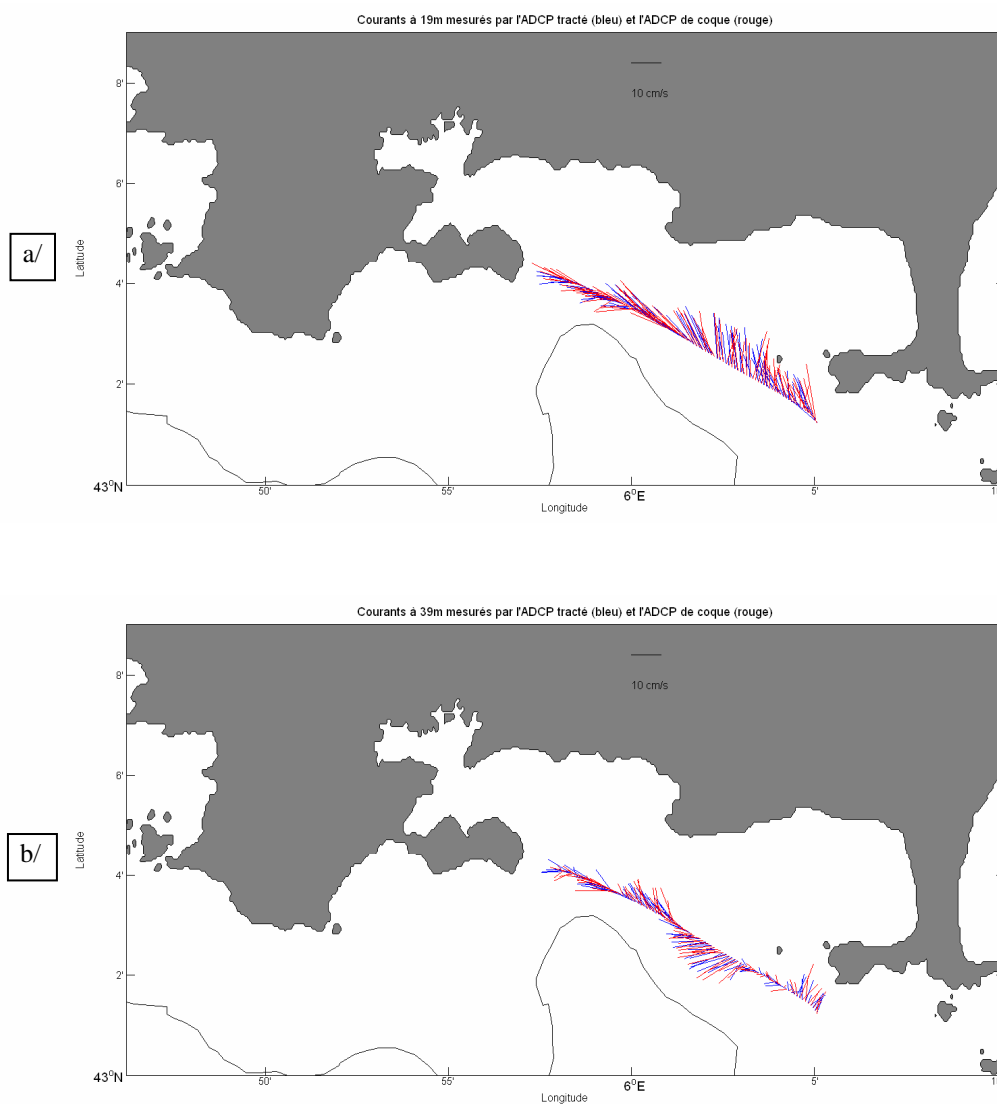


Figure 24 : Courants mesurés par l'ADCP de coque (rouge) et par l'ADCP tracté (bleu) le long du trajet 7 à a/ 19m et b/ 39m de profondeur.

II.6.3. Corrélations

Les corrélations sont très élevées, même en profondeur, avec des valeurs variant entre [0,6-0,9] depuis la surface jusqu'à 60m de profondeur à la fois pour la composante Ouest-Est et la composante Nord-Sud.

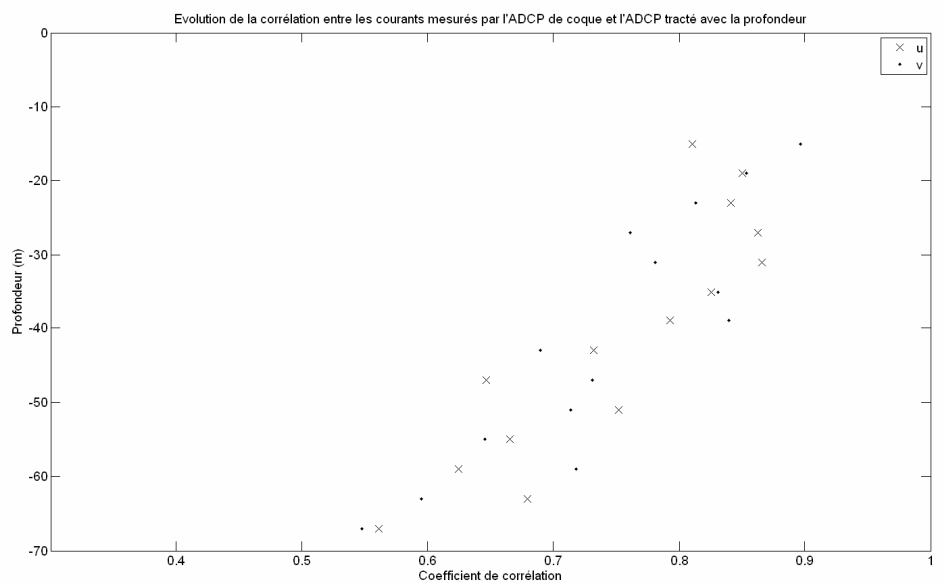


Figure 25 : Evolution en fonction de la profondeur de la corrélation entre la composante Est-Ouest (u) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté et de la corrélation entre la composante Nord-Sud (v) mesurée par l'ADCP de coque et celle mesurée par l'ADCP tracté, le long du trajet 7.

III. Conclusions

Lors de ces premiers tests, un très bon accord est obtenu entre les mesures faites par l'ADCP de coque et les mesures faites par l'ADCP tracté. Ce système d'ADCP tracté par l'hydronef d'IFREMER est donc opérationnel pour fournir des mesures de qualité pour des études côtières de courant et pour la validation de modèles côtiers tels que RHOMA et TOULON.

Ces tests permettent aussi de valider les mesures de l'ADCP de coque du Téthys II en mode "Bottom Track" malgré une mesure GPS moins précise que lorsque les antennes GPS d'attitude étaient en place puisque les mesures sont réalisées avec deux systèmes indépendants (chaque système a sa propre source GPS, sa source de cap et sa source de vitesses radiales) et des profils verticaux de courant identiques sont obtenus.

Des tests supplémentaires devraient être faits sur la vitesse navire et l'immersion de l'hydronef pour optimiser l'utilisation de cet hydronef.

D'autres tests devraient aussi être entrepris pour tester ce système non plus en côtier mais en mesures hauturières dans des zones où le fond n'est pas détecté par l'ADCP et où le "Bottom track" ne peut être utilisé.

ANNEXE 4

Poster présenté au colloque de RDI (fabriquant d'ADCP) à San Diego, octobre 2009 :

J. Gatti, I. Pairaud, V. Dutreuil and G. Rougier (2009). A towed 300kHz ADCP compared to a vessel mounted 150 kHz ADCP for coastal current surveys. RDI colloquium, San Diego.

A towed 300 kHz ADCP compared to a vessel mounted 150 kHz ADCP for coastal current surveys



J. Gatti (1), I. Pairaud (1), V. Dutreuil (2) and G. Rougier (3)



(1) IFREMER, Toulon, (2) DT-INSU, Toulon, (3) LOPB, Marseille

jgatti@ifremer.fr, ipairaud@ifremer.fr



Introduction

In the last decades, a growing concern has been given to coastal studies dealing with erosion's risk, marine pollution, integrated coastal zone management and protection, marine energetic resources exploitation, ... In order to support operational monitoring of coastal currents, ADCPs have been used in towed bodies for some time because the towed systems allow measurements closer to the coast than measurements from hull-mounted ADCP of research vessels. They also provide a quiet and stable sensor platform that can be deployed from different vessels. The present study describes the assessment of a new towed Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) system by comparison with measurements from a hull-mounted ADCP on the RV Téthys II off Toulon (south of France) on June, 12 and 13 2009.

System description

The towfish structure (figure 1.a), designed by IFREMER, was towed at speeds of 1 to 2,5 m/s and at a depth of 1 to 2 m along the starboard side of the vessel to avoid wake interference (figure 1.b). Current data were simultaneously recorded with the 300kHz ADCP mounted on the towfish and the vessel-mounted 150kHz ADCP. They were collected in 4 m bins and 1 s pings that were averaged in 30 s ensembles for the towed ADCP and 60 s ensembles for the hull-mounted ADCP, with a maximum vertical range of a hundred of meters. Navigation was carried out with a Global Positioning System (GPS).

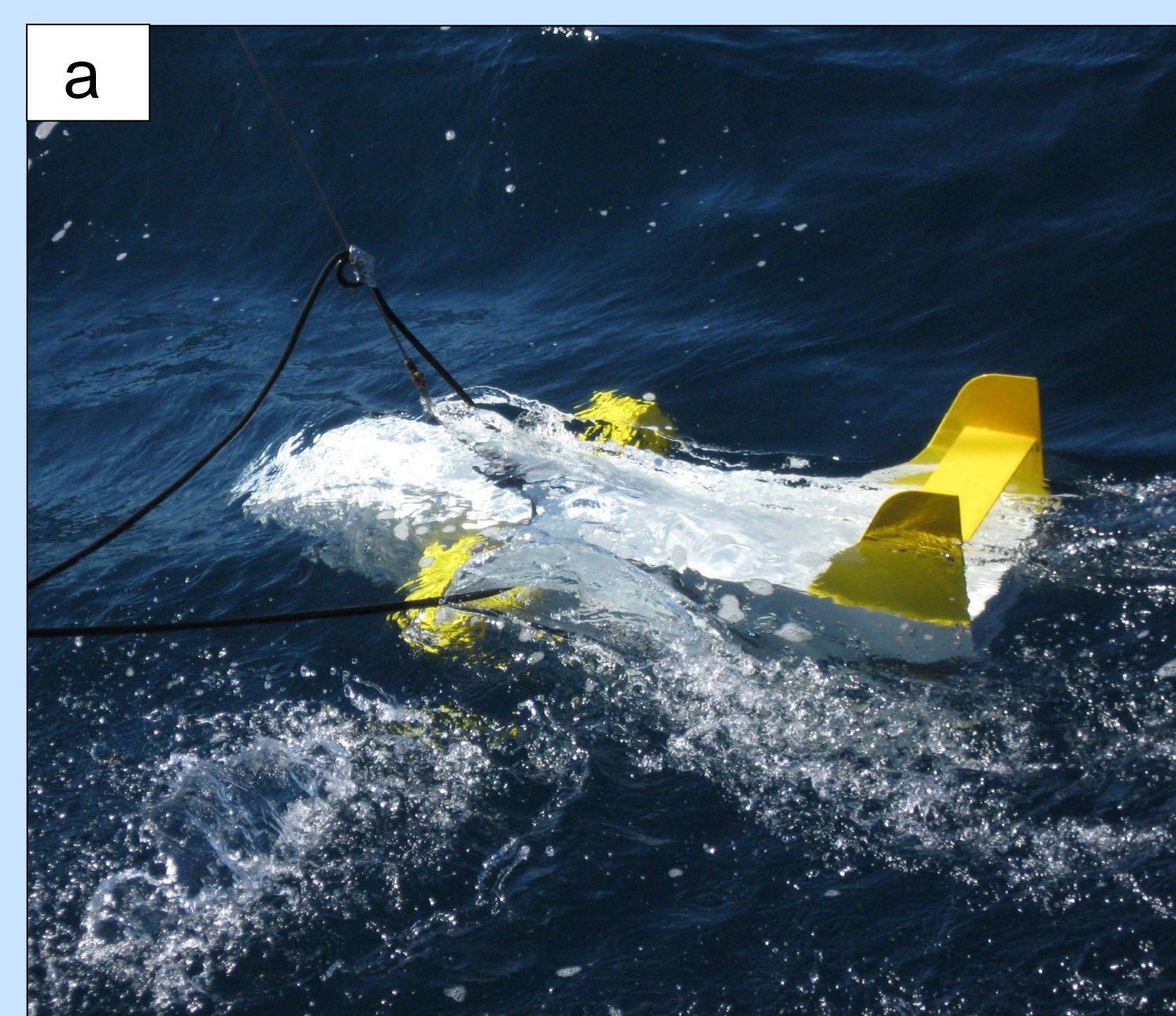


Figure 1 : a/ Launching of the towfish structure into water, b/ towfish structure installation on the starboard of the RV Téthys II.

Assessment of the towed ADCP measurements

The comparison between the towed ADCP minute-averaged data set and the hull-mounted ADCP 60 s ensemble data set shows a good agreement along the different tracks. Figures 2 and 3 illustrate such good results for a southeast-northwest track off the harbor of Toulon.

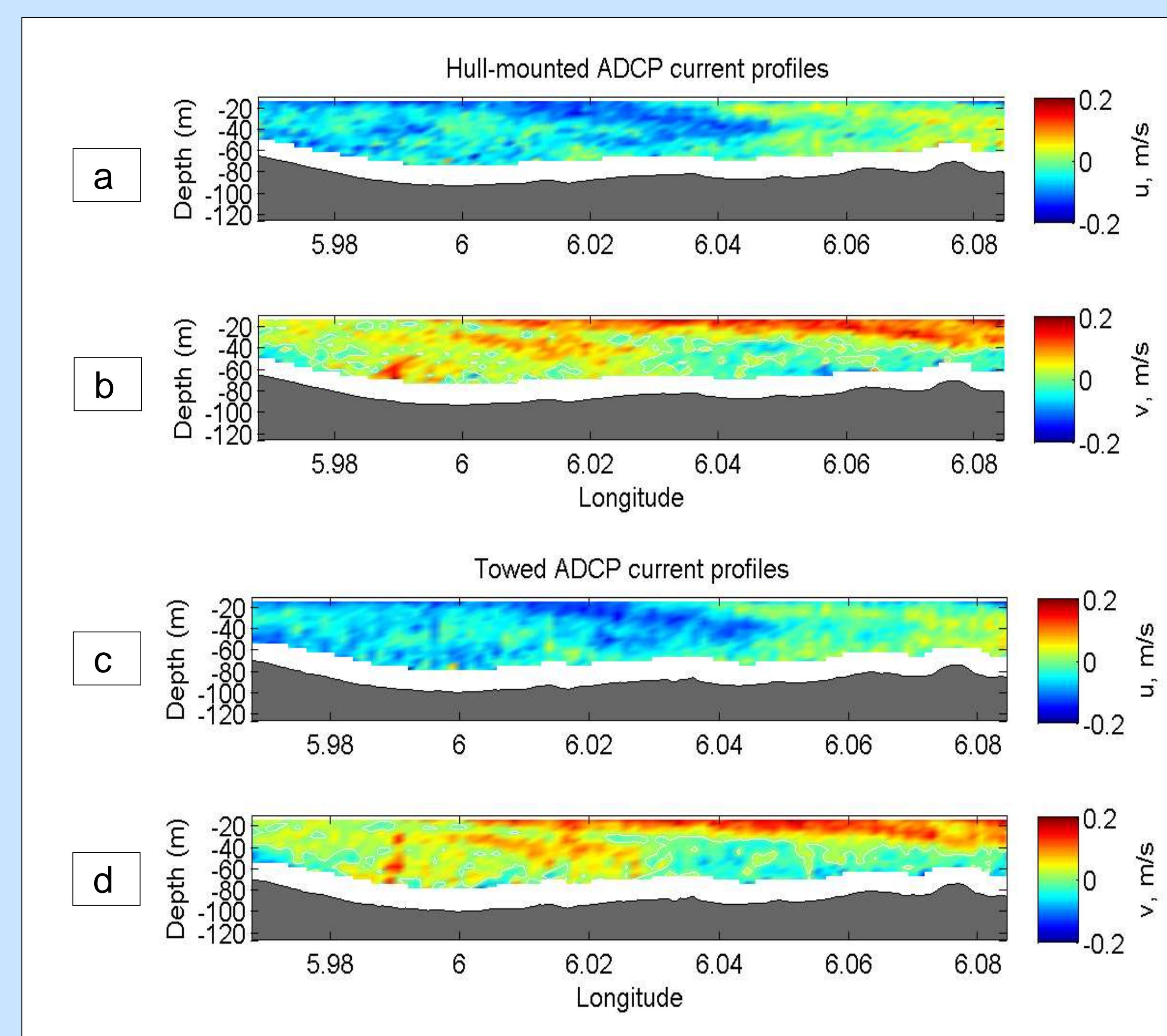


Figure 2 : Vertical sections of the a/ west-east (u) current component (m/s) and b/ north-south (v) current component (m/s) measured on June 2009 respectively by the hull-mounted ADCP and the towed ADCP along the track on figure 3.

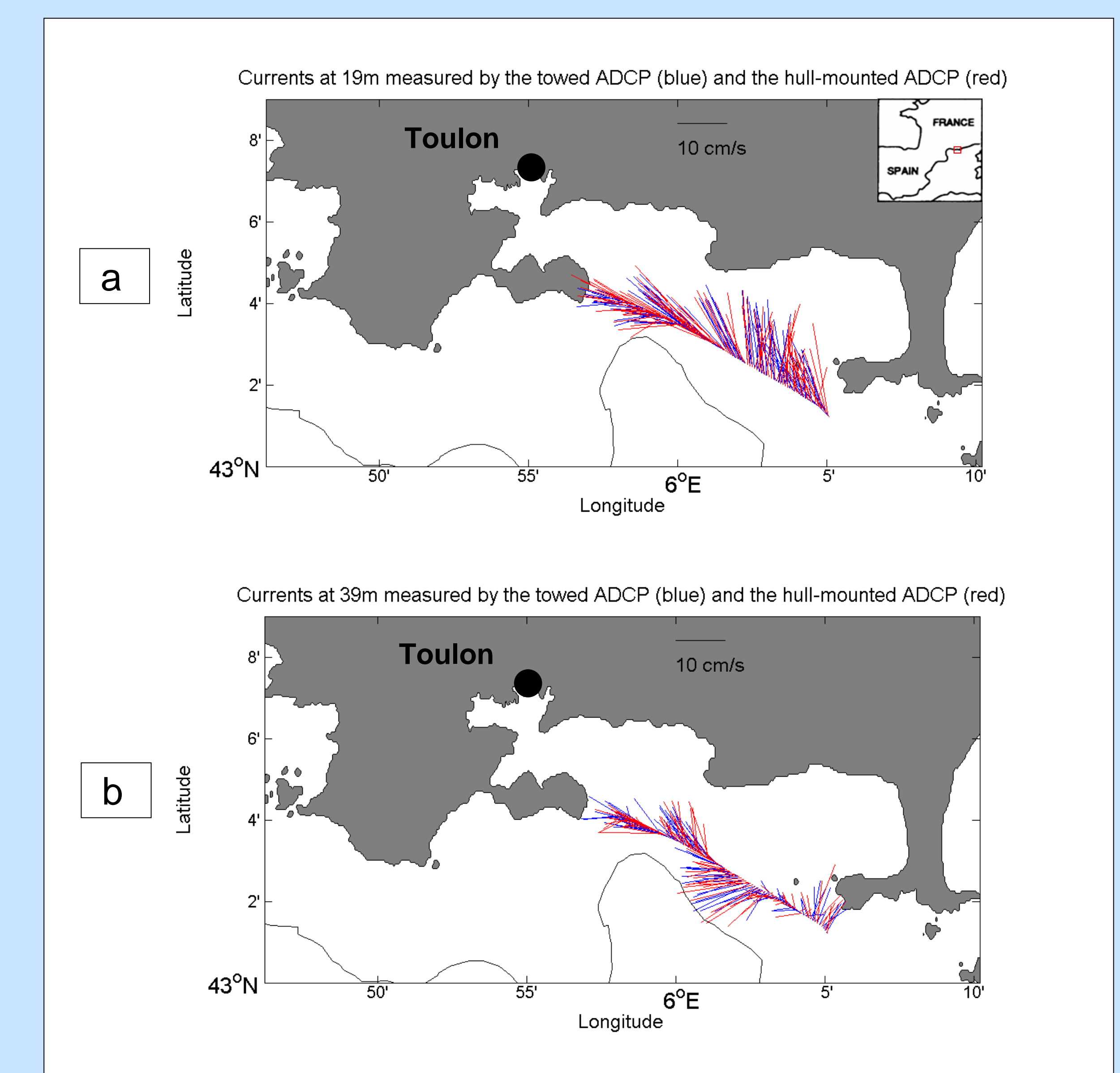


Figure 3 : Horizontal currents at a/ 19m and b/ 39m measured by the towed ADCP (blue) and the hull-mounted ADCP (red) on June 2009.

The vertical structure of the current (figure 2) is identical whether measured by the hull-mounted ADCP or by the towed ADCP. Indeed, the hull-mounted ADCP data set exhibits surface currents (figure 3.a) that are not in phase with bottom currents (figure 3.b) between 6,02°E and 6,08°E, which is well detected by the towed ADCP. The horizontal current shear at depth (figure 3.b) is also precisely measured by the towed ADCP.

Calculations of correlation between the currents measured by the hull-mounted ADCP and by the towed ADCP enhance high values, even at depth, with correlations varying in a range of about [0,6-0,9] from the surface to 60 meters depth. Correlations between the west-east current components are greater than correlations between the north-south current components. This is probably due to the drift in the heading source between the gyrocompass of the RV Téthys II and the ADCPcompass of the towed ADCP. Figure 4 illustrates this better correlation of the west-east current components by the comparison of the currents measured by the hull-mounted ADCP and the towed ADCP at the depth of maximum correlation for the track drawn on figure 3. Moreover, a linear fit shows that currents measured by the towed ADCP are slightly underestimated with respect to those measured by the hull-mounted ADCP.

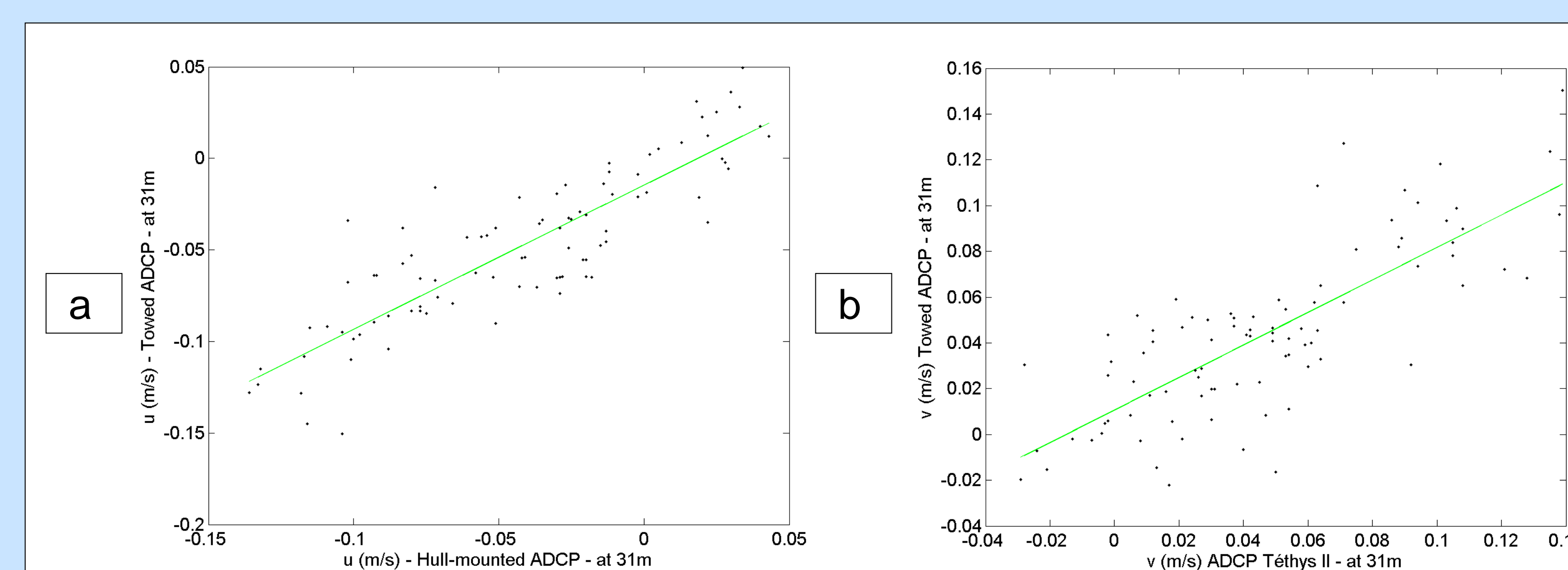


Figure 4 : Variation of the a/ west-east current component measured at 31m by the towed ADCP as a function of the west-east current component measured at 31m by the hull-mounted ADCP, and of the b/ north-south current component measured at 31m by the towed ADCP as a function of the north-south current component measured at 31m by the hull-mounted ADCP. The green lines are the linear fits :
 $u(\text{towed}) = 0.7885 * u(\text{hull-mounted}) - 0.0146$
 $v(\text{towed}) = 0.7107 * v(\text{hull-mounted}) + 0.0107$

Tests have also been carried out to study the consistency of the towed ADCP measurements under various ship's speeds : 1 m/s, 2 m/s and 2,5 m/s. They reveal that from ship speed of 1m/s to ship speed of 2,5 m/s results are very good with percent good greater than 96% on the entire depth (data not shown). Results at a ship speed of 2m/s are slightly better (data not shown). This ship speed is thus the speed we recommend to go to use the towfish structure.

Acknowledgements

We thank the captain and crew of the RV Téthys II for their help and DT/INSU, IFREMER and RDI teams for their technical support and advices. We are also grateful to METROC, GIRAC and PREVICOT projects for their financial support.

Conclusions and perspectives

A very good agreement is obtained between currents measured by a hull-mounted ADCP and by a towed ADCP, with values of correlation reaching 0,9. This towed ADCP system is thus operational to provide measurements of quality for coastal studies and validation of 3D hydrodynamical model. Further tests should be done on the depth of immersion of the towfish structure to optimize its use in coastal regions.

ANNEXE 5

Les travaux réalisés dans le cadre du projet Previcot ont d'ores et déjà été valorisés lors de colloques et par la rédaction d'une publication (voir tableau ci-après).

Rapport interne	Rapport technico-scientifique	Campagne d'intercomparaison des données de l'ADCP de coque du Téthys II et d'un ADCP tracté. J. Gatti, I. Pairaud.
Conférence nationale, présentation d'un poster	Colloque Flotte océanographique française, Marseille, 3-4 mars 2010	A towed 300 kHz ADCP compared to a vessel mounted 150 kHz ADCP for coastal current surveys. J. Gatti, I. Pairaud, V. Dutreuil, G. Rougier.
Publication de rang A	Journal of Marine Systems, 2010	Circulation in a coastal area off Marseille from 3D modeling and observations. Pairaud I., Gatti J., Bensoussan N., Verney R., Garreau P.
Colloque européen, présentation orale	The 41st International Liège Colloquium on Ocean dynamics, Liège (Belgique), 4-8 mai 2009	Circulation in a coastal area off Marseille from 3D modeling and observations. Pairaud I., Gatti J., Bensoussan N., Verney R., Garreau P.
Colloque international, présentation d'un poster	ADCPs in Action, San Diego (EU), 5-7 octobre 2009	A towed 300 kHz ADCP compared to a vessel mounted 150 kHz ADCP for coastal current surveys. J. Gatti, I. Pairaud, V. Dutreuil, G. Rougier.
Colloque européen, présentation orale	15th Biennial Workshop of Joint Numerical Sea Modelling Group (JONSMOD), Delft (Pays-Bas), mai 2010	Implementation of an operational model to simulate pollutant transfers in Toulon area (France). C. Duffa, F. Dufois, S. Coudray, M. Arnaud, H. Thebault, G. Jaquier, I. Pairaud, J. Gatti.
Colloque international, présentation d'un poster	39th CIESM Congress, Venise (Italie), mai 2010	Coastal circulation off the city of Marseille from 3D modeling and observations. I. Pairaud, J. Gatti, N. Bensoussan, R. Verney, P. Garreau.

Tableau : Récapitulatif des différentes valorisations des travaux réalisés dans le cadre de cette tâche du projet Previcot.

BIBLIOGRAPHIE

- Albérola, 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 (2), 163-192.
- Albérola, C. and Millot, C., 2003. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research* 23, 587-610.
- Allou, A., Forget, P., Devenon, J.L., 2010. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf research* doi:10.1016/j.csr.2010.01.006.
- 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.
- André, G., Garreau, P., Fraunié, P., 2009. Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions: interpretation of *in situ* measurements using a three dimensional model. *Continental Shelf Research* 29 (2), 407-423.
- Arnau, P.A., 2000. Aspectos de la variabilidad de mesoescala de la circulación marina en la plataforma continental catalana. *PhD Thesis*, Universitat Politècnica de Catalunya, Espagne.
- Astraldi, M., Gasparini, P., Manzella, G.M.R., Hopkins, T.S., 1990. Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea. *Journal of Geophysical Research* 95, 1515-1522.
- Astraldi, M. and Gasparini, G.P., 1992. Seasonal characteristics of the circulation in the western Mediterranean basin and their relationships with the atmospheric-climatic conditions. *Journal of Geophysical Research* 97, 9531-9540.
- Auclair, F., Marsaleix, P., Estournel, C., 2001. The penetration of the Northern Current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanologica Acta* 24, 529-544.
- Béthoux, J.P., Prieur, L., Bong, J.H., 1988. Le courant Ligure au large de Nice. *Oceanologica Acta* 9, 59-67.
- Béthoux, 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 (C), 117-131.
- Bouffard, J., 2007. Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen. *PhD Thesis*, Université de Toulouse III, France, 223 p.

- Bouffard J., L. Roblou, F. Birol, A. Pascual, L. Fenoglio-Marc, M. Cancet, R. Morrow and Y. Ménard, 2010. Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: case study over the North Western Mediterranean Sea. *Book Chapter (invited) of "Coastal Altimetry" (Book)*, Springer Verlag Edition, Editors: Stefano Vignudelli, Andrey Kostianoy, Paolo Cipollini and Jérôme Benveniste (In Press).
- Broche, P., de Maistre, J.C., Forget, P., 1983. Mesure par radar décimétrique cohérent des courants superficiels engendrés par le vent. *Oceanologica Acta* 6 (1), 43-53.
- Castellón, A., Font, J., García, E., 1990. The Liguro-Provençal-Catalan current (NW Mediterranean) observed by Doppler profiling in the Balearic Sea. *Scientia Marina* 54 (3), 269-276.
- CIESM, 2000. The Eastern Mediterranean climatic Transient: its origin, evolution and impact on the ecosystem. CIESM Workshop Series n°10, Trieste, Italy, 86p.
- Conan, P., and Millot, C., 1995. Variability of the northern current off Marseilles, western Mediterranean Sea, from February to June 1992. *Oceanologica Acta* 18 (2), 193-205.
- Conan, P., Pujo-Pay, M., Raimbault, P., Leveau, M., 1998. Variabilité hydrologique et biologique du golfe du Lion. I. Transports en azote et productivité potentielle. *Oceanologica Acta* 21, 751-765.
- Crépon, M., Wald, L., Monget, L.M., 1982. Low-frequency waves in the Ligurian Sea during december 1977. *Journal of Geophysical Research* 87 (C1), 595-600.
- Crépon, M., and Boukthir, M., 1987. Effect of deep water formation on the circulation of the Ligurian Sea. *Annales Geophysicae* 5B, 43-48.
- 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, C11002.
- 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. *PhD Thesis*, Université de Toulon et du Var, France, 407p.
- Durand, F. D. Shankar, F. Birol, S.S.C. Shenoi, 2009. Spatio-temporal structure of the East India Coastal Current from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* 114, C02013.
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M.D., Monaco, A., 1999. Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research I* 46, 1513-1538.

- Echevin, V., Crépon, M., Mortier, L., 2003. Interaction of a coastal current with a gulf : application to the shelf circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea, *Journal of Physical Oceanography* 33, 188-206.
- 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 (C3), 8059.
- Fieux, M., 1974. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS, La formation des Eaux Océaniques Profondes*, CNRS, Paris.
- Flexas, M.M., Durrieu de Madron, X., Garcia, M.A., Canals, M., Arnau, P., 2002. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *Journal of Marine Systems* 33-34, 197-214.
- Flexas, M.M., van Heijst, G.J.F., Jordà, G., Sánchez-Arcilla, A., 2004. Numerical simulation of barotropic jets over a sloping bottom : Comparison to a laboratory model of the Northern Current. *Journal of Geophysical Research* 109, C12039.
- Font, J., 1987. The path of LIW to the Alboran Sea. *Deep Sea Research* 34, 1745-1755.
- Font, J., Salat, J., Tintoré, J., 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. In: *Océanographie pélagique méditerranéenne*, Minas, H.J., Nival, P., Eds, *Oceanologica Acta* 9, 51-57.
- Font, J., 1990. A comparison of seasonal winds with currents on the continental slope of the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 95 (C2), 1537-1545.
- Font, J., García-Ladona, E., Gorriz, E.G., 1995. The seasonality of the mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several years of evidence. *Oceanologica Acta* 18, 207-219.
- Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J.M., 2000. XBT monitoring of a meridian section across the Western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research I* 47, 2191-2218.
- Gascard, J.C., 1978. Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanologica Acta* 1 (3), 315-330.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.L., Leredde, Y., Ulses, C., 2006. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Continental Shelf Research* 26, 1794-1805.
- Gatti, J., 2008. Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion. *PhD Thesis*, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, France, 156p.

- Gohin, F., Druon, J.N., Lampert, L., 2002. A five channel chlorophyll algorithm applied to SeaWiFS data process by SeaDAS in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 23, 1639-1661.
- Hu, Z., Doglioli, A., Petrenko, A., Marsaleix, P., Dekeyser, I., 2009. Numerical simulations of eddies in the Gulf of Lion. *Ocean Modelling* 28, 203-208.
- Lacombe, H., and Tchernia, P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In : The Mediterranean Sea, edited by D.J. Stanley, Dowden, Hutchinson and Ross, Strousberg (Pa.), 25-36.
- Lamy, A., Millot, C., Molines, J.M., 1981. Bottom pressure and sea-level measurements in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography* 11, 394-410.
- Langlais, C., 2007. Etude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large. Simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion. *PhD Thesis*, Université du Sud Toulon Var, France.
- Langlois, G. Validation du modèle MARS3D Manche-Golfe de Gascogne. Contrat Ifremer N°06/2 210 400, rapport lot 2.
- Leredde, Y., Denamiel, C., Brambilla, E., Lauer-Leredde, C., Bouchette, F., Marsaleix, P., 2007. Hydrodynamics in the Gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean Sea : *in situ* and modelling data. *Continental Shelf Research* 27, 2389-2406.
- López-García, M.J., Millot, C., Font, J., García-Ladona, E., 1994. Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research* 99 (C2), 3285-3296.
- Madec, G., Chartier, M., Crépon, M., 1991. The effect of thermohaline forcing variability on deep water formation in the western Mediterranean Sea: a high-resolution three-dimensional numerical study. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 301-332.
- MEDOC Group, 1970. Observations of formation of deep water in the Mediterranean sea. *Nature* 227, 1037-1040.
- Mercier, H., 1991. Traitement du signal et méthodes d'observation en océanographie physique. *Rapport technique*, Ifremer.
- Millot, C. and Wald, L., 1980. The effect of Mistral wind on the Ligurian current near Provence. *Oceanologica Acta* 3, 399-402.
- Millot, C., and 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., 1987. Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 10, 143-149.
- Millot, C., 1989. La circulation générale en Méditerranée occidentale : aperçu de nos connaissances et projets d'études. *Annales de géographie* 549, 497-515.

- Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 179-214.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423-442.
- Millot, C., and Taupier-Letage, I., 2005a. Circulation in the Mediterranean Sea. *The Handbook of Environmental Chemistry*, volume K, may 2005, 29-66.
- Millot, C., and Taupier-Letage, I., 2005b. Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography* 66, 231-250.
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.L., Tber, Y., 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Research I* 53, 656-666.
- Millot, C., 2007. Interannual salinification of the Mediterranean inflow. *Geophysical Research Letters* 34, L21609.
- Millot, C. 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in Oceanography* 82 (2), 101-124.
- Monterey, and Levitus, 1997. Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean. *NOAA Atlas NESDIS* 14, 100p, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Nicolle A., Garreau, P., Liorzou, B., 2009. Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea). *Ocean Dynamics* 59, 953-968.
- Nyffeler, F., Raillard, J., Prieur, L., 1980. Le Bassin Liguro-Provençal, étude statistique des données hydrologiques 1950-1973. *Rapports Scientifiques et Techniques, CNEXO* 42, 163p.
- Obaton, D., 1998. Circulation et modélisation de la Méditerranée occidentale et du Golfe du Lion. Synthèse des connaissances et des travaux existants. Rapport interne Ifremer.
- Pascual, A., Buongiorno Nardelli, B., Larnicol, G., Emelianov, M., Gomis, D., 2002. A case of an intense anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 107 (C11).
- Person, R., 1974. Un exemple de descente des eaux superficielles du plateau continental dans un canyon du Golfe du Lion. *Colloques Internationaux du CNRS, La formation des Eaux Océaniques Profondes*, CNRS, Paris.
- Petrenko, A., 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta* 26, 323-338.
- Petrenko, A., Leredde, Y., Marsaleix, P., 2005. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Continental Shelf Research* 25, 7-27.

- Petrenko, A., Dufau, C., Estournel, C., 2008. Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions, *Journal of Marine Systems*, 74, 406-428.
- Pinot, J.M., López-Jurado, J.L., Riera, M., 2002. The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Progress in Oceanography* 55, 335-370.
- Rubio, A., Arnau, P.A., Espino, M., Flexas, M., Jordà, G., Salat, J., Puigdefàbregas, J., S.-Arcilla, A., 2005. A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 66, 142-156.
- Rubio, A., Barnier, B., Jordà, G., Espino, M., Marsaleix, P., 2009a. Origin and dynamics of mesoscale eddies in the Catalan Sea (NW Mediterranean): Insight from a numerical model study. *Journal of Geophysical Research* 114, C06009.
- Rubio, A., Taillandier, V., Garreau, P., 2009b. 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.
- Salat, J., and Font, J., 1987. Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winter of 1982 and 1983. *Annales Geophysicae* 5, 49-54.
- Salat, J. and Pascual, J., 2002. The oceanographic and meteorological station at l'Estartit (NW Mediterranean). Tracking long-term hydrological change in the Mediterranean Sea. CIESM Workshop Series, n°16, Monaco, 134p.
- Sammari, S., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from PROLOG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Research I* 42 (6), 893-917.
- Schaeffer, A., Molcard, A., Forget, P., Fraunié, P., Garreau, P., 2010. Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modelling. *Journal of Geophysical Research*, soumis.
- Schott, F., and Leaman, K.D., 1991. Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion. *Journal of Physical Oceanography* 21, 558-574.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., 1994. Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland Seas. *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, Eds, Kluwer Academic, 203-225.
- Send, U., Font, J., Krahnemann, G., Millot, C., Rhein, M., Tintoré, J., 1999. Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 44, 37-64.

- Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equation in. the basic experiment. *Monthly Weather Review* 111, 991-1026.
- Sparnocchia, S., Gasparini, G.P., Astraldi, M., Borghini, M., Pistek, P., 1999. Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian Basin. *Journal of Marine Systems* 20, 301-317.
- Taupier-Letage, I., and Millot, C., 1986. General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanologica Acta* 9, 119-131.
- Taupier-Letage, I., 2008. On the use of thermal images for circulation studies: applications to the eastern Mediterranean basin. Chapter of the book “*Remote Sensing of the European Sea*”, V. Barade and M. Gade eds, Springer Verlag.
- Tintoré, J., Wang, D.P., La Violette, P.E., 1990. Eddies and thermohaline intrusions of the shelf/slope front off the northeast Spanish coast. *Journal of Geophysical Research* 95, 1627-1633.
- Ulses C., Estournel C., Bonnin J., Durrieu de Madron X., Marsaleix P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 113, C02010.