



## **Analyse dynamique d'un front côtier de marée dans la perspective d'une expérience d'assimilation de données**

**Solène JOUSSET<sup>1</sup>, Franck DUMAS<sup>1</sup>, Tanguy SZEKELY<sup>2</sup>**

1. IFREMER/DYNECO/PHYSED, BP 70, 29280 Plouzané, France.

*solene.jousset@ifremer.fr*

2. IFREMER/LOS, BP 70, 29280 Plouzané, France.

### **Résumé :**

La Mer d'Iroise, a fait depuis six ans l'objet de nombreuses observations et études. Ce travail a remis en cause la vision classique de la dynamique du double front thermique d'Ouessant (fronts en surface et au fond non nécessairement colocalisés) qui est la structure hydrologique remarquable. Une approche de modélisation à haute résolution permet qualitativement de représenter ce front. La disponibilité des mesures de courants de surface obtenues par les radars haute fréquence permet d'envisager une étude de reconstruction de l'état de l'océan en trois dimensions de la région à partir de ce modèle, des données et d'une méthode d'assimilation adaptée à la dynamique côtière empreinte de fortes non-linéarités (Ensemble Kalman Filter). Pour cela on réalise ici la construction d'ensembles de prévision et leur exploration.

**Mots-clés :** Mer d'Iroise, Front de marée, Modèle hydrodynamique, Simulation d'ensemble.

### **Abstract :**

The Iroise Sea is influenced by strong tidal currents, seasonal heating flux, wind, wave. The Ushant tidal front is the dominant feature of the summer season hydrological structure of the area. A high resolution model approach allows to study thoroughly the mechanisms that play a major role in the frontal adjustment and the first order dynamical balances. Moreover surface currents estimated by High Frequency (HF) radar are very repetitive and easily available observations of coastal ocean and it will probably allow to reconstruct a full 3D state of the ocean thanks to data assimilation methods (Ensemble Kalman Filter).

**Keywords :** Iroise Sea, Tidal front, Hydrodynamical Model, Ensemble method.

### **1. Introduction**

La Mer d'Iroise est une zone côtière fortement énergétique, à la bathymétrie accidentée (figure 1). Le front d'Ouessant est la structure hydrologique la plus remarquable, facilement observable sur des cartes de température de surface satellitaires comme une discontinuité très nette (gradient de l'ordre de 1°C par km). Depuis 2006, cette zone est observée en continu par un double dispositif WERA (Wellen Radar) de radars Haute Fréquence (HF) situés sur la pointe de Garchine et sur la pointe de Brezellec.

## Thème 2 – Dynamique sédimentaire

L'objectif de cette étude est de préparer une expérience d'assimilation de ces données radar avec une méthode d'ensemble. L'intérêt ici se porte sur l'étude de la basse fréquence, de manière complémentaire aux études menées par BARTH *et al.* (2010 & 2011) sur la haute fréquence des courants. Tout d'abord, une analyse du front côtier est réalisée. Ensuite le modèle utilisé pour les prévisions d'ensemble est présenté, ainsi que les premières expériences pour obtenir un ensemble suffisamment bien construit pour envisager l'assimilation.

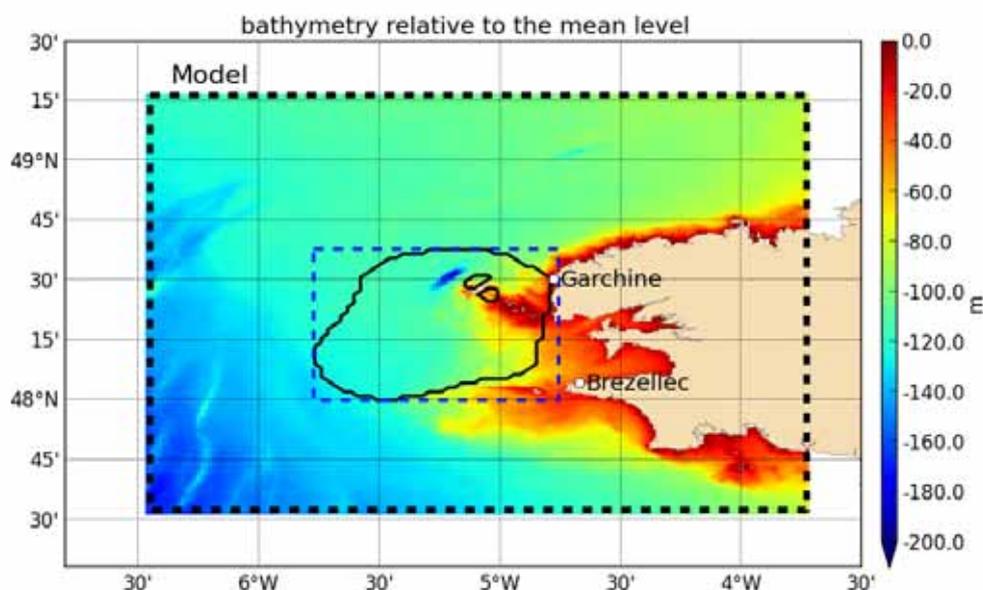


Figure 1. Bathymétrie de la Mer d'Iroise utilisée pour le modèle (tracée sur l'emprise modèle), les ronds blancs indiquent les positions des deux radars HF, le contour noir représente la couverture des radars et le cadre bleu en tirets délimite la zone sur laquelle est faite la moyenne spatiale du spread (figure 5).

## 2. Description de la Mer d'Iroise

### 2.1 Le Front d'Ouessant, un front de marée

La notion de front de marée a été introduite par SIMPSON & HUNTER (1974) avec l'étude de la Mer d'Irlande. Dans cet article, ils montrent comment les fronts marquent la séparation entre des eaux stratifiées saisonnièrement au large et des eaux homogénéisées plus proches de la côte : la prédictibilité de ce type de front en mer à marée est synthétisée sous la forme d'un critère. En considérant que c'est le frottement de la marée sur le fond qui est responsable de l'homogénéisation de la colonne d'eau, le front devrait se trouver plus au large en période de vives-eaux qu'en période de mortes eaux.

Cependant il apparaît que l'augmentation des courants en vives-eaux ne déplace pas le front en conséquence comme le prévoit cette théorie (SIMPSON & BOWERS, 1981). D'autre part, PASQUET (2011) a montré que pour le front d'Ouessant, le critère de Simpson et Hunter met en exergue deux zones de mélange privilégiées : autour d'Ouessant et autour du Raz de Sein. Ces zones sont séparées par une région où le mélange est plus faible. Grâce à un modèle régional, il apparaît que les eaux homogènes de cette troisième zone peuvent avoir été mélangées dans la zone du Raz de Sein et puis advectées par un courant résiduel orienté vers le nord (PASQUET, 2011).

### 2.2 Courant basse fréquence vers le Nord et ajustement géostrophique

Récemment, il est apparu que la structure frontale était plus complexe que le modèle de SIMPSON et HUNTER (1974), avec la présence de deux fronts, un en surface et un au fond, ce dernier n'étant pas nécessairement colocalisé avec le premier (LE BOYER *et al.*, 2009). De plus, ce front profond estival est localisé à la même position qu'un courant de surface dirigé vers le Nord. Ce courant a d'abord été mis en évidence par la modélisation, comme un courant résiduel de marée (SALOMON & BRETON, 1993). Il a été observé plus récemment par les radars HF sur la côte finistérienne (SZEKELY, 2012 ; SENTCHEV *et al.*, 2013).

Des observations réalisées par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) en 2011, ont permis de montrer que le front de marée est dans un équilibre proche de la géostrophie sur une grande partie de la colonne d'eau (en dehors des couches frictionnelles de surface et de fond). Le courant longeant le front attendu dans le cas d'un tel ajustement se divise en un courant orienté vers le Nord au-dessus de la thermocline et d'un courant vers le Sud en-dessous (SZEKELY, 2012). Cet ajustement géostrophique sur la verticale rompt avec l'hypothèse que les effets frictionnels dus à la marée sont de première importance.

### 2.3 Variabilité du front profond

SZEKELY (2012) a montré grâce aux observations réalisées pendant la campagne FROMVAR 2011, que la position du front profond était fortement liée au cycle vives-eaux/mortes-eaux. Cette variabilité basse fréquence est nettement visible sur la température de fond donnée par le modèle (décrit plus en détails dans la partie 3), le long de la section à 48°N08', au cours du temps (figure 2 (a)). En période de mortes-eaux, le front se trouve plus à l'Est, et sa forme est affaissée (figure 2 (b)). Avec l'augmentation du marnage et donc du pompage d'Ekman de fond, le front s'éloigne des côtes et devient plus abrupt (figure 2 (c)). Ce signal en phase avec le cycle mortes-eaux/vives-eaux a été beaucoup moins observé sur le front de surface, car celui-ci semble être aussi influencé par les événements atmosphériques.

SZEKELY (2012) explique à l'aide d'un modèle numérique la variabilité de ce front par la dynamique d'Ekman. En effet, le courant résiduel de marée vers le Nord en surface

## Thème 2 – Dynamique sédimentaire

génère par frottement un courant vers l'Ouest dans la couche d'Ekman de fond. Pendant le cycle vives eaux/mortes eaux, la variation d'amplitude du courant résiduel de marée produit une variation d'amplitude de ce courant transverse de fond. Ainsi en vives-eaux, le front est repoussé vers l'Ouest et se raidit tandis qu'en mortes eaux, le courant créé est plus faible et le front s'affaisse vers l'Est.

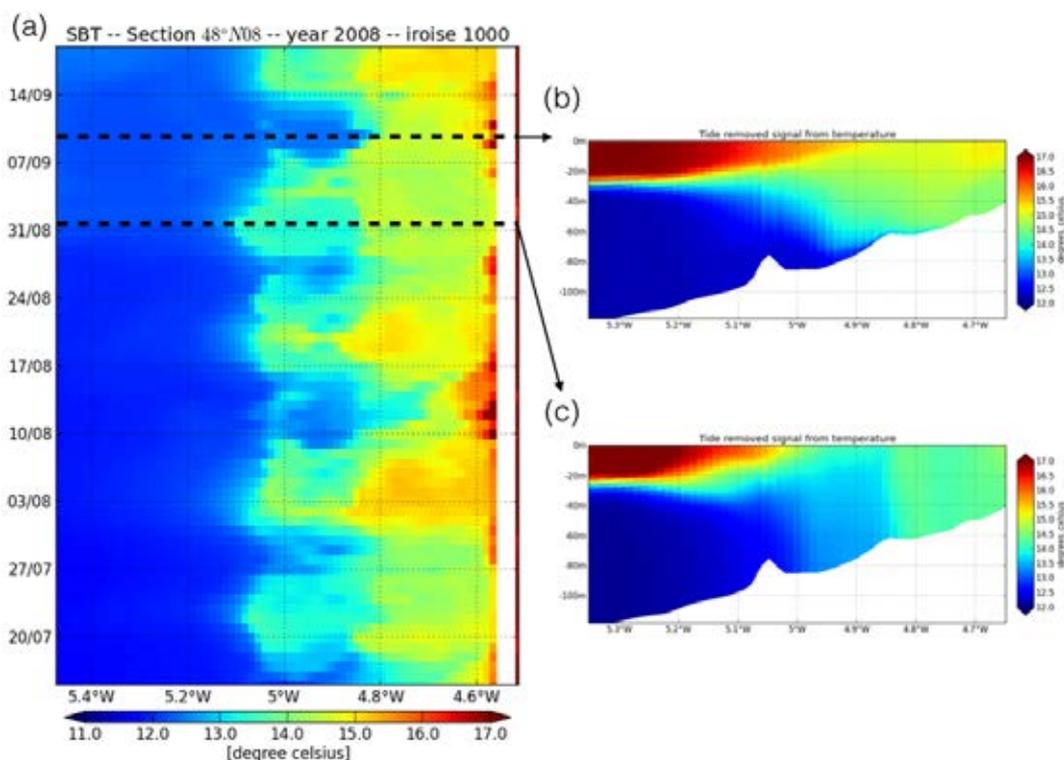


Figure 2. (a) Diagramme de Hovmöller de la température de fond donnée par le modèle à 1 km, filtrée de la marée (filtre de Démerliac), le long de 48°08'N, du 15/07/2008 au 20/09/2008 ; et sections de température données par le modèle filtré de la marée, le long de 48°08'N (b) le 10/09/2008 en période de mortes-eaux (marnage de 1,8 m) et (c) le 1 septembre 2008 en période de vives-eaux (marnage de 6m mesuré au Conquet).

### 3. Matériel et méthodes

#### 3.1 Modélisation de la Mer d'Iroise

L'hydrodynamique est modélisée avec le code de calcul MARS-3D (3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale), développé à l'IFREMER (LAZURE & DUMAS, 2008) et basé sur la résolution des équations primitives. Ce modèle appliqué à la Mer d'Iroise a une résolution de 1 km sur l'horizontale et 40 niveaux verticaux en coordonnées  $\sigma$  équirépartis. Il est forcé de façon réaliste par les flux atmosphériques (vent, flux solaires fournis par le système ARPEGE de Météo-

France), par l'élévation de la surface libre, les vitesses, la température, aux limites ouvertes fournis par le même modèle appliqué sur un domaine plus étendu à une plus faible résolution (2,5 km).

Le modèle est ainsi capable de représenter le front d'Ouessant, nettement visible sur la moyenne de température de surface de juin à septembre 2008 (figure 3). La comparaison avec les données satellitaires SEVIRI montre que le modèle représente bien la température de surface en moyenne, avec un biais inférieur à 1°C sur la majorité de la zone (figure 3 (c)). Néanmoins, le modèle a tendance à décaler en moyenne le front de surface vers l'Est aux alentours de la latitude 48°10'N.

La structure verticale des fronts de surface et de fond (figure 2 (b) et (c)) est aussi capturée par le modèle et a été comparée avec des sections scanfish (SZEKELY, 2012). La thermocline du modèle est un peu haute à la limite ouest et l'eau est un peu trop froide dans la zone homogène.

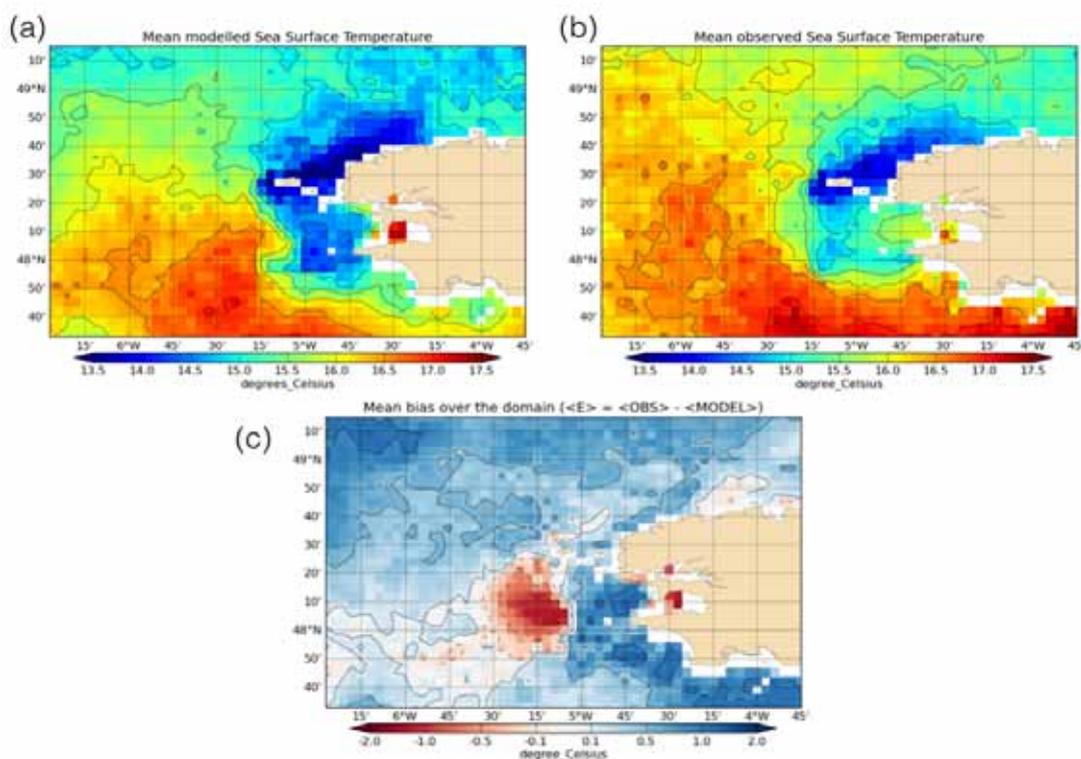


Figure 3. Moyenne de température de surface du 01/06/2008 au 20/09/2008 (en présence du front d'Ouessant) donnée par (a) le modèle à 1 km et (b) les observations satellites SEVIRI. (c) donne la différence entre ces deux moyennes :  $\langle obs \rangle - \langle modèle \rangle$ .

## Thème 2 – Dynamique sédimentaire

### 3.2 Assimilation de données, le Filtre de Kalman d'Ensemble (EnKF)

Les fortes non-linéarités présentes dans la dynamique côtière de la Mer d'Iroise orientent le choix de la méthode d'assimilation vers l'EnKF introduit par EVENSEN (1994). C'est une méthode d'assimilation de données séquentielle qui consiste en deux étapes : une étape de propagation et une étape de correction. L'étape de propagation est réalisée par l'intégration dans le temps de  $N$  modèles. L'état moyen de cet ensemble est la première estimation de l'état (appelée ébauche, noté  $x^b$  et on note  $P$  la matrice de covariance associée à l'erreur de cette ébauche) pour l'étape de correction.

L'étape de correction considère l'erreur des observations et de l'erreur modèle et recherche la meilleure combinaison linéaire de l'ébauche et des observations (notées  $d$ , et de la même façon on associe la matrice de covariance  $R$  associée à l'erreur des observations) au sens où l'on minimise la variance du nouvel état (appelé état analysé,  $x^a$ ). L'état analysé est donné par l'équation suivante :

$$x^a = x^b + K^*(d - Hx^b) \quad (1)$$

avec :

$$K^* = PH^T(R + HPH^T)^{-1} \quad (2)$$

$H$  étant la fonction d'observation et  $K^*$  le gain de Kalman.

L'originalité de cette méthode réside dans l'estimation de l'erreur modèle par l'utilisation de l'ensemble du modèle. C'est la variabilité de l'ensemble qui permet d'estimer dynamiquement la matrice de covariance d'erreur du modèle  $P$ , nécessaire au filtre de Kalman. Si l'ensemble n'est pas assez dispersé, les composantes de cette matrice tendent vers zéro, ainsi  $K^*$  est nul et il n'y a plus de correction du modèle.

### 3.3 Réaliser un ensemble, les sources d'erreur du modèle

La difficulté réside dans l'obtention d'un ensemble suffisamment dispersé. Pour cela, la méthode choisie est de perturber certains paramètres ou forçages qui sont donc les sources d'erreur du modèle réaliste. Suite aux tests de sensibilité réalisés dans le cadre de l'étude sur l'assimilation de données de température de surface dans MARS menée dans le projet PREVIMER, le choix des paramètres/forçages à perturber s'est porté sur la longueur de rugosité de fond ( $z_0$ ), le coefficient de viscosité turbulente horizontale, la longueur de rugosité sous la surface ( $z_{surf}$ ) et le forçage atmosphérique.

Différentes simulations d'ensemble ont été réalisées sur la période estivale du 30 juillet au 13 août 2008 en présence du front thermique. Ces simulations démarrent avec le même état initial. Pour chaque expérience, un seul paramètre parmi les quatre varie dans un ensemble de 30 membres. Pour l'expérience  $z_0$ , la longueur de rugosité de fond varie de 1mm à 3cm. Pour l'expérience  $z_{surf}$ , la longueur de rugosité de surface varie de 3 cm à 1 m et le coefficient de viscosité varie de 0,1 à 2,5  $m^2/s$ . Pour le forçage atmosphérique, 30 membres d'une analyse d'ensemble fournie par ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ont été utilisés. Dans cet ensemble

ECMWF, tous les paramètres météorologiques sauf l'humidité relative sont perturbés avec des perturbations de grande échelle, chaque membre correspondant à un état cohérent de l'atmosphère.

#### 4. Résultats

La dispersion d'ensemble en courant de surface, la plus importante est obtenue avec la perturbation de  $z_0$  et l'utilisation de l'ensemble météorologique d'ECMWF sur la fin de la période. Le coefficient de la viscosité turbulente horizontale perturbé ne semble pas disperser suffisamment l'ensemble sur cette période, et il en va de même pour la longueur de rugosité de surface perturbée (figure 4 (a) et (b)). L'écart-type de l'ensemble pour l'expérience avec  $z_0$  perturbé atteint en moyenne sur la zone 1,5 cm/s (figure 1 (a) et (b)), une valeur qui est de l'ordre de 10% des courants filtrés. L'ensemble est plus dispersé dans la zone observée par les radars, où la bathymétrie est moins profonde et assez accidentée, et le long du front de surface dans la partie nord de la zone modélisée (figure 4 (c) et (d)).

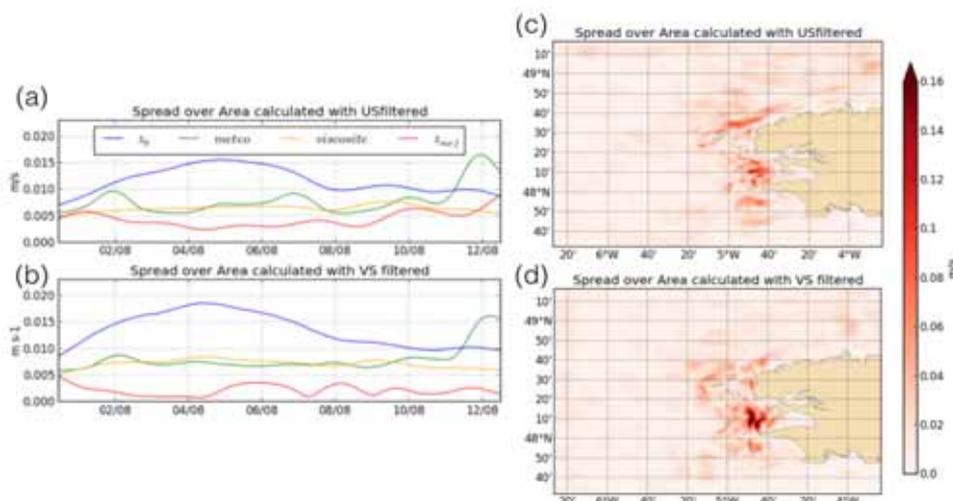


Figure 4. Evolution temporelle de la moyenne spatiale de l'écart-type d'ensemble calculé à partir des courants de surface filtrés de la marée ((a) courants Est-Ouest et (b) courants Sud-Nord), sur la zone observée (représentée par le cadre bleu, figure 1). Et écart-type de l'ensemble avec  $z_0$  perturbé calculé avec les courants de surface filtrés de la marée ((a) courants Est-Ouest et (b) courants Sud-Nord).

## Thème 2 – Dynamique sédimentaire

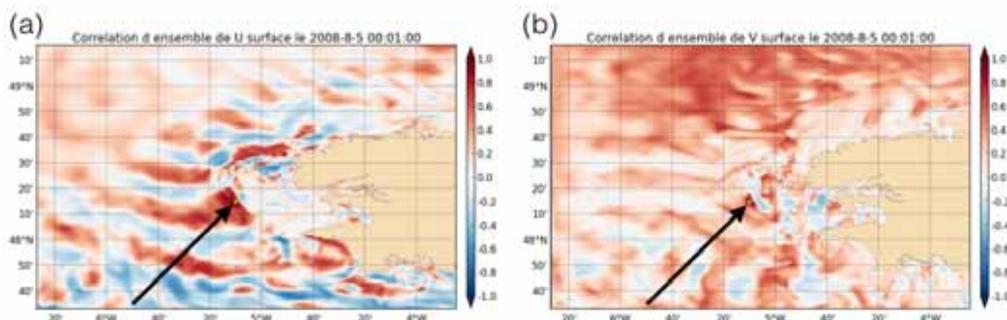


Figure 5. Corrélations d'ensemble par rapport au point fléché en noir, calculées à partir des courants de surface ((a) courants Est-Ouest U et (b) courants Sud-Nord V) pour l'ensemble avec la météo perturbée, le 5/08/2008.

La figure 5 présente les corrélations d'ensemble en U et V de surface filtrés de la marée, par rapport à un point situé dans la zone observée par les radars. Des structures apparaissent ; les corrélations sont fortes autour du point de référence (rayon de l'ordre de 400 km pour U et de 100 km pour V). Mais ces corrélations ou anti-corrélations peuvent rester importantes même loin du point de référence (figure 5), ce qui est peu physique et peut provenir de la taille faible (30 membres) de l'ensemble.

### 5 Perspectives d'une expérience d'assimilation

Les simulations d'ensemble réalisées dans cette étude montrent que les sources d'erreur comme la longueur de rugosité de fond ou le forçage météo dispersent l'ensemble et particulièrement dans la zone où les courants de surface sont observés par les radars (figure 4 (c) et (d)). Ces ensembles doivent être comparés avec les observations, en regardant si les différents états de l'ensemble recouvrent l'état observé, afin de savoir si cette dispersion est suffisante. En outre, les corrélations d'ensemble restent importantes loin du point de référence (figure 5). Ceci est problématique car ces corrélations sont représentatives des points géographiques qui vont être corrigés en même temps que le point de référence. Il va donc falloir appliquer la méthode d'assimilation de manière localisée, en définissant un rayon de localisation, pour ne pas prendre en compte au cours de la correction, ces corrélations peu physiques.

Cette étude sera étendue à d'autres régimes dynamiques (*e.g.* en l'absence de front, lors de passage de tempête) avant de passer à l'assimilation proprement dite. Finalement, les performances du système d'assimilation pourront être évaluées à l'aide des nombreuses observations indépendantes des données radar (hydrologie, ADCP, flotteurs dérivants) obtenues au cours des campagnes Fromvar (2007-2012).

### 6 Références bibliographiques

BARTH A., ALVERA-AZCARATE A., GURGEL K.-W., STANEVA J., PORT A., BECKERS J.-M., STANEV E.V. (2010). *Ensemble perturbation smoother for*

*optimizing tidal boundary conditions by assimilation of High-Frequency radar surface currents - application to the German Bight.* Ocean Science. Vol. 6, pp 161-178.

<http://dx.doi.org/10.5194/os-6-161-2010>

BARTH A., ALVERA-AZCARATE A., GURGEL K.-W., STANEVA J., PORT A., BECKERS J.-M., STANEV E.V., SCHULZ-STELLENFLETH J. (2011). *Correcting surface winds by assimilating High-Frequency Radar surface currents in the German Bight.* Ocean Dynamics, Vol. 61, pp 599-610. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-010-0369-0>

EVENSEN G. (1994). *Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics.* Journal of Geophysical Research. Vol. 99, pp 10143–10162. <http://dx.doi.org/10.1029/94JC00572>

LAZURE P., DUMAS F. (2008). *An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS).* Advances in Water Resources, Vol. 31, pp 233-250. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>

LE BOYER A., CAMBON G., DANIAULT N., HERBETTE S., LE CANN B., MARIE L., MORIN P. (2009). *Observations of the Ushant tidal front in September 2007,* Continental Shelf Research. Vol. 29, pp 1026-1037. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2008.12.020>

PASQUET A. (2011). *Etude des mécanismes de dispersion en zone côtière. Application aux fronts tidaux en mer d'Iroise.* Thèse Université Paul Sabatier, Toulouse.

SALOMON J.-C., BRETON M. (1993). *An atlas of long-term currents in the Channel.* Oceanologica Acta, Vol. 16(5-6), pp 439-448.

SENTCHEV A., FORGET P., BARBIN Y., YAREMCHUCK M. (2013). *Surface circulation in the Iroise Sea (W. Brittany) from high resolution HF radar mapping.* Journal of Marine Systems, Vol. 109–110 Supplement. pp S153-S168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.024>

SIMPSON J.H., BOWERS D. (1981). *Models of stratification and frontal movements in shelf seas.* Deep-sea Research, Vol. 28A, pp 727-738. [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90132-1](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(81)90132-1)

SIMPSON J.H., HUNTER J.R. (1974) *Fronts in the Irish Sea.* Nature, Vol. 250, pp 404-406.

SZEKELY T. (2012). *Dynamique et variabilité du front d'Ouessant, approche observationnelle.* Thèse Université de Bretagne Occidentale.

*Thème 2 – Dynamique sédimentaire*