

# L'ESTIMATION DES COURANTS DE SURFACE PAR TÉLÉDÉTECTION

PIERRE LAROUCHE

*Pêches et Océans Canada, Institut Maurice-Lamontagne  
Boîte Postale 1000, Mont-Joli, Québec, Canada G5H3Z4  
Téléphone : 418-775-0569 ; télécopieur : 418-7754-0546  
Courriel : [LaroucheP@dfo-pmo.gc.ca](mailto:LaroucheP@dfo-pmo.gc.ca)*

(soumis : 5 août 2003 ; révisé : 5 septembre 2003 ; accepté : 9 décembre 2003)

Les courants de surface sont un paramètre océanographique important à mesurer pour pouvoir effectuer le suivi de phénomènes océanographiques, tel les tourbillons, les courants côtiers et les autres phénomènes dynamiques. Divers outils de télédétection peuvent être utilisés pour mesurer ces courants sur de vastes superficies marines. Nous présentons une revue de l'utilisation de méthodes statistiques (corrélation croisée, ondelettes, transformée de Hough, correspondance de formes et réseau de neurones), de modèles physiques (méthode de conservation de la chaleur), de suivi d'objets dans les régions sous couvert de glace (équation du mouvement en dérive libre) et d'interférométrie radar permettant de traiter soit des paires d'images ou des images uniques. Nous discutons des forces et faiblesses de chaque technique et présentons une série d'exemples tirés de la littérature afin d'en illustrer leur capacité à évaluer les courants de surface.

*Mots-clés* : courants de surface ; ondelettes ; océanographie ; cross correlation ; transformée de Hough.

## ESTIMATION OF SURFACE CURRENTS BY REMOTE SENSING

Surface currents are an important oceanographic parameter to measure for the monitoring of oceanographic features such as gyres, coastal currents and other dynamical features. Remote sensing tools can be used to measure these currents over large marine areas. We present a review of the use of statistical (cross correlation, wavelets, Hough transform, shape-matching, and neural networks), physical models (heat conservation equation), feature tracking in ice covered regions (free drift motion equation) and radar interferometric tools to process either pairs or single images. We discuss forces and weaknesses of each approach and present a series of examples from the literature to show their potential to evaluate surface currents.

*Keywords* : surface currents ; wavelets ; oceanography ; cross correlation ; Hough transformation.

### 1. INTRODUCTION

Les courants de surface sont l'un des plus importants phénomènes dynamiques de l'océan, transportant la chaleur, les sels nutritifs et les organismes entre les différentes régions océaniques. Il est donc important d'en évaluer correctement les caractéristiques. Les océanographes sont généralement intéressés dans la mesure de la vitesse et de la direction de la couche de surface sur de grandes étendues afin de détecter la présence de courants côtiers, de tourbillons et d'autres phénomènes dynamiques importants pour l'écosystème marin. Malheureusement, à cause de la présence des vagues, la mesure précise des courants de surface est presque impossible à accomplir à l'aide d'instruments de mesure traditionnels tels les courantomètres. D'autres techniques, utilisant des dériveurs de surface, peuvent fournir de l'information de qualité mais limitée tant dans l'espace que dans le temps. Pour résoudre ce problème, les océanographes ont

entrepris d'utiliser de l'information de télédétection pour évaluer les courants de surface. Diverses techniques peuvent être utilisées pour accomplir cette tâche dont l'altimétrie, le suivi d'objets sur des images séquentielles, la mesure directe de la vitesse par interférométrie radar, et les radars côtiers. Arnault (2004) discute en détail de l'utilisation de l'altimétrie pour l'estimation de la circulation au plan planétaire. L'utilisation de radars situés le long d'une côte pour mesurer les courants de surface est mode d'observation de la circulation qui gagne en popularité depuis quelques années au sein de la communauté océanographique et qui permet de mesurer les courants jusqu'à des distances de plusieurs dizaines voire plusieurs centaines de kilomètres des côtes. Toutefois, ceci n'est pas à proprement parler de la télédétection au sens généralement utilisé du terme (plates-formes aéroportées et satellitaires). Nous avons donc choisi de ne pas en discuter les applications, mais les lectrices ou lecteurs désireux d'en apprendre plus

sur cette technique peuvent consulter Graber *et al.* (1997), Chapman *et al.* (1997), Paduan et Rosenfeld (1996), Marmorino *et al.* (1999) ainsi que Fernandez *et al.* (1996). Dans cet article, nous explorerons donc les caractéristiques des deux autres approches de mesure des courants de surface par télédétection.

## 2. RÉSUMÉ DES MÉTHODES

Il existe diverses méthodes ou techniques pour l'estimation des courants de surface. Que ce soit à partir d'images ou encore de façon directe, l'objectif demeure de mesurer le déplacement d'un milieu fluide en mouvement continu. La résolution spatiale et temporelle des techniques présentées permet donc leur utilisation pour l'observation de milieux différents.

Ainsi, l'utilisation d'images séquentielles est normalement réalisée à l'aide d'images séparées d'au plus 24 heures afin de permettre à la fois le déplacement suffisant des traceurs, compte tenu de la faible résolution des capteurs employés qui est de l'ordre du kilomètre, et de limiter les effets de la diffusion des objets suivis. De plus, lorsque les images sont séparées d'environ 12 ou 24 heures, il est aussi possible d'obtenir un estimé de la circulation résiduelle filtrée des effets de la marée.

Les techniques d'interférométrie radar rendent disponible de l'information à plus haute résolution spatiale (de l'ordre de quelques dizaines de mètres) mais au détriment de la résolution temporelle. Il n'existe pas présentement de capteur satellitaire interférométrique permettant de mesurer la circulation de surface. Cette technique est réservée, pour le moment, aux applications aéroportées, limitant ainsi l'utilisation aux zones côtières et avec un faible taux de répétition.

## 3. UTILISATION D'IMAGES SÉQUENTIELLES

Tel que mentionné précédemment, cette méthode permet de mesurer les courants de surface à l'aide d'images de télédétection. Le type d'information généralement utilisé dans ce processus est la température de surface de la mer (TSM) générée à l'aide de capteurs situés à bord de satellites météorologiques à orbite polaire ou géostationnaires (Breaker *et al.*, 2000). Mais, des données d'autres sources, comme la couleur de la mer, peuvent aussi être utilisées (Garcia and Robinson, 1989; Tokmakian *et al.*, 1990; Boxall and Robinson, 1987; Hedger *et al.*, 2001, Svejksky, 1988).

Deux problèmes de base doivent être résolus afin d'évaluer correctement les courants de surface à l'aide de cette technique. En premier lieu, il faut identifier des traceurs qui peuvent être suivis et, en

second lieu, il faut calculer le déplacement de ces traceurs sur des images successives. Pour être détectables, les traceurs doivent avoir une signature qui peut être extraite des images. Sur les images de TSM, les phénomènes océanographiques présents doivent être associés à des gradients thermiques de diverses intensités. Des problèmes de détection peuvent donc survenir dans les régions de plus hautes latitudes, où les saisons imposent un fort cycle saisonnier de la température de la mer. Pour les courants les plus importants, tels le Gulf Stream et le Kuroshio, ceci n'est pas un problème puisqu'il existe toujours un fort contraste thermique avec le milieu environnant. Des méthodes doivent donc être employées pour aussi tenir compte des traceurs qui pourraient être détectables dans les images de température ayant une faible gamme dynamique. Diverses méthodes ont été proposées à cet effet. Certains résultats obtenus indiquent qu'il est préférable de transformer les images de départ en images gradient. Plusieurs filtres existent pour effectuer cette transformation dont le filtre sigma (Lee, 1984), le *cluster shade texture* (Holyer and Peckinpaugh, 1989) et le filtre de Sobel (Gonzalez and Wintz, 1987). Les images ainsi générées sont toutefois assez affectées par des bruits et il est nécessaire de les filtrer pour ne retenir que les gradients de TSM les plus pertinents pour l'estimation du mouvement. Divers filtres ont ainsi été proposés dont le OSEDA (*ordered statistical edge detection algorithm*) qui permet de sélectionner les gradients en fonction de leur intensité (Holland II and Xiao-Hai, 1992). D'autres approches recourent à des opérations de morphologie mathématique permettant de mieux tenir compte de la gamme dynamique des fenêtres traitées individuellement (Krishnamurthy *et al.*, 1994; Larouche *et al.*, 1997) afin d'en extraire l'information recherchée. En définitive, un bon filtre est celui qui permet de retenir les meilleurs traceurs pouvant être suivis dans une séquence d'images. Sa définition est donc quelque peu subjective et dépendante des images traitées.

Plusieurs approches existent pour l'estimation du mouvement. Il est ainsi possible d'utiliser des méthodes statistiques (*matched filtering*), des modèles physiques ou encore de suivre des objets individuellement (*feature tracking*).

### 3.1. Méthodes statistiques

L'approche par les méthodes statistiques est certainement celle qui a été la plus utilisée et testée à ce jour. Elle est basée sur la technique du maximum de corrélation croisée, originalement développée en météorologie pour le suivi des nuages, et appliquée au domaine océanographique

par Emery *et al.* (1986). Il s'agit d'effectuer une analyse de corrélation entre l'information contenue dans une fenêtre de départ, sur la première image, et une série de fenêtres d'arrivée centrées sur la position de la fenêtre de départ, dans la seconde image. La translation de l'information contenue dans la fenêtre de départ correspond alors au vecteur reliant le centre de la tuile de départ au centre de la tuile d'arrivée pour laquelle la corrélation est maximale. Cette approche est toutefois limitée aux mouvements de translation et elle est coûteuse en temps de calcul.

Diverses approches alternatives ont donc été proposées pour améliorer la performance de la méthode de corrélation croisée. Ainsi, afin de tenir compte de la déformation possible de la forme de départ, Kamachi (1989) opte pour une rotation de cette forme selon des angles arbitraires et conserve le résultat pour lequel la corrélation est maximale. Pour leur part, Yan et Breaker (1993) imposent un critère limitant la variation de température entre les fenêtres de départ et de recherche. Ce critère permet de rejeter les translations pour lesquelles la corrélation est élevée mais qui sont entachées d'erreurs causées par la présence de nuages ou de terre dans la fenêtre d'arrivée.

Tonsmann *et al.* (2002) adoptent une approche multi-résolution réalisée à l'aide des ondelettes. L'image de départ est ainsi décomposée en quatre sous-images (tendance, hautes fréquences, et deux mélanges de hautes et basses fréquences appelées verticales et horizontales) ayant la moitié de la résolution spatiale de l'image de départ (figure 1). On procède à autant de niveaux de décomposition qu'il est nécessaire, en fonction de la vitesse présumée des courants, de façon à ce que le dernier niveau de décomposition ne reflète qu'un déplacement de 1 pixel. Par la suite, on effectue une analyse de corrélation croisée sur des fenêtres de départ de taille  $3 \times 3$  pixels et des fenêtres d'arrivées de taille  $5 \times 5$  pixels pour l'image la plus décimée. Les informations obtenues dans ce niveau sont utilisées pour orienter la recherche de la meilleure corrélation pour le niveau précédent. Une fonction de lissage spatial est aussi appliquée pour les résultats de chaque niveau, afin d'éliminer les vecteurs aberrants déterminés par l'analyse de corrélation croisée. Une interpolation bilinéaire est réalisée sur les résultats d'un niveau pour transférer ceux-ci à la résolution du niveau suivant. Le processus est ensuite appliqué de nouveau pour chacun des niveaux de décomposition. À chaque étape, les vecteurs déplacement sont additionnés. Cette façon de procéder permet d'améliorer de façon appréciable la résolution spatiale des résultats puisque ceux-ci se retrouvent sur une grille de taille  $3 \times 3$  pixels au lieu des fenêtres de

taille de  $32 \times 32$  qu'on utilise habituellement pour la corrélation croisée. Les tests de cette méthode, appliquée dans le golfe du Mexique, montrent une assez bonne corrélation avec des dériveurs de surface (Tonsmann *et al.*, 2002). Toutefois, la méthode semble sensible aux coefficients des filtres utilisés lors de la décomposition en ondelette. Dans certains cas, on a aussi été noté que l'utilisation des sous-images contenant les hautes fréquences permettait d'obtenir de meilleurs résultats lorsque les TSM étaient plus uniformes horizontalement. D'autres tests, réalisés avec des images du golfe du Saint-Laurent (Du *et al.*, 2003) en adoptant une variante de la méthode de Tonsmann *et al.* (2002), montrent une très bonne correspondance avec des résultats provenant de modèles numériques (figure 2).

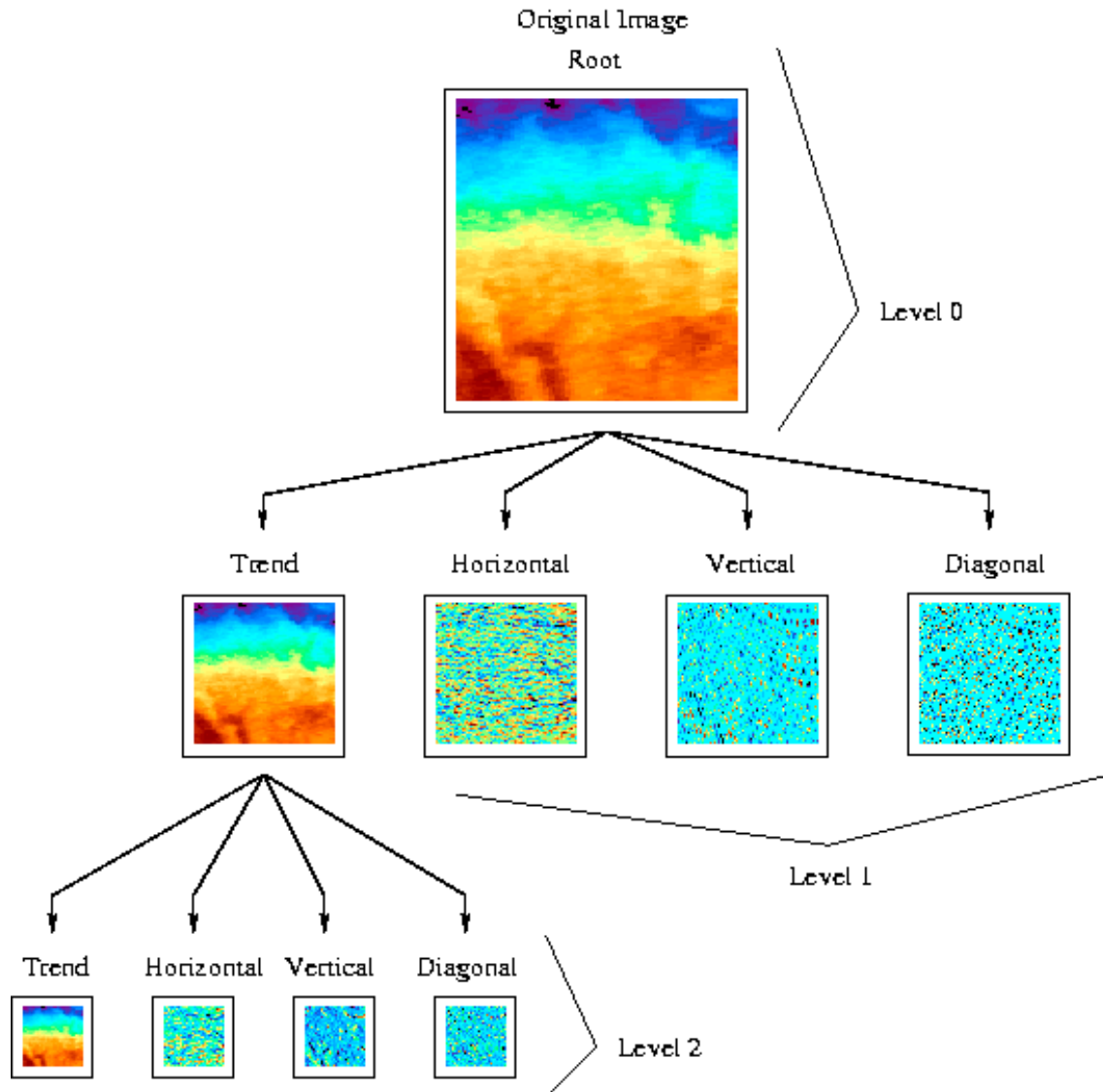
Outre la corrélation croisée, il existe aussi d'autres méthodes permettant d'estimer le mouvement entre des paires de fenêtres. Les plus connues sont la transformée de Hough ainsi que la correspondance de formes (*shape-matching*). L'avantage de la transformée de Hough est de tenir compte de la rotation des formes suivies alors que la méthode de correspondance de formes permet, non seulement de tenir compte de la rotation, mais aussi de la déformation des formes. Ces deux méthodes ont été testées dans quelques cas en milieu océanique (Yan and Breaker, 1993 ; Kuo and Yan, 1994).

Pour leur part, Larouche *et al.* (2004), proposent un système d'estimation du mouvement utilisant à la fois une combinaison de la correspondance de forme et de la transformée de Hough. Les résultats obtenus avec cette approche ont clairement indiqué la sensibilité de la méthode d'estimation aux choix faits lors du pré-traitement des images afin d'en faire ressortir des traceurs. Ainsi, la méthode apparaît sensible à la taille des fenêtres (qui contiennent les traceurs) ainsi qu'à la taille des divers filtres utilisés pour générer ces traceurs.

Finalement, Côté et Tatnall (1995a, 1995b, 1997) proposent un algorithme de suivi des objets basé sur les réseaux neuronaux. Dans cette approche, les objets à suivre sont d'abord caractérisés par leur forme (courbure et orientation) dans les fenêtres de départ et d'arrivée. La méthode définit ensuite une fonction d'énergie, exprimant la différence entre les objets dans les deux fenêtres, ainsi qu'une contrainte d'uniformité spatiale avec les vecteurs situés à proximité. Un réseau de neurones de Hopfield (Hopfield and Tank, 1985) est employé pour minimiser la fonction d'énergie et la solution retenue représente alors le meilleur déplacement de l'objet de départ. L'avantage principal de l'utilisation d'un réseau de neurones de Hopfield est sa grande rapidité de convergence ainsi que la

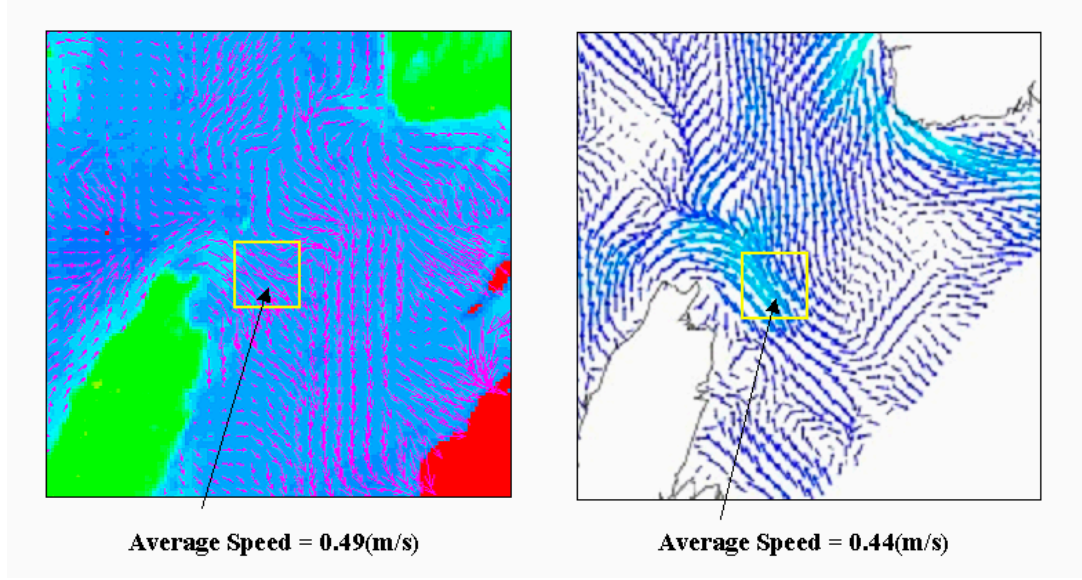
possibilité de résoudre simultanément le déplacement de l'objet et la contrainte d'uniformité spatiale. Les résultats de tests faits avec cette approche montrent que la méthode permet d'obtenir une meilleure définition spatiale du champ de vecteur que la méthode de corrélation croisée puisque les fenêtres analysées sont plus petites (de l'ordre de  $16 \times 16$  pixels). Toutefois, comme il s'agit d'une méthode de suivi d'objets, elle est intrinsèquement dépendante de la génération

d'objets identifiables sur les images séquentielles et souffre donc à ce chapitre des mêmes problèmes que les autres méthodes présentées. Une autre des particularités de cette approche est la possibilité que la fonction d'énergie soit piégée par un minimum local ne conduisant pas à la meilleure solution possible mais générant plutôt une solution jugée bonne, compte tenu de la rapidité de l'estimation.



*Tiré de Tonsmann (2002)*

FIGURE 1 Structure de l'analyse en ondelette montrant la décomposition en quatre sous-images (tendance, vertical, horizontal et diagonal) de l'image originale. *Structure of the wavelet analysis showing the original image decomposition into four sub-images (trend, vertical, horizontal and diagonal).*



*Tiré de Du et al. (2003)*

FIGURE 2 Comparaison entre les vecteurs produits par une analyse en ondelettes (gauche) et un modèle numérique (droite) dans la région du détroit de Cabot (golfe du Saint-Laurent). *Comparison between vector generated by a wavelet analysis (left) and a numerical model (right) in the Cabot Strait area (Gulf of St. Lawrence).*

### 3.2. Modèles physiques

L'utilisation de modèles physiques constitue la seconde méthode pour estimer les courants de surface (Kelly, 1989 ; Vigan *et al.*, 2000a). Les variations de température observées sur des images de télédétection sont dues à quatre processus: l'advection horizontale, les remontées d'eau intermédiaires (*upwellings*), les flux de chaleur à la surface et la diffusion horizontale. La conservation de chaleur intégrée pour la couche de mélange (*h*) de l'océan peut donc être définie comme suit :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = \kappa \nabla^2 T + \frac{Q}{\partial h \rho_0 C_p} - \frac{\Delta T_{we}}{h} \quad (1)$$

où  $T$  est la température,  $\kappa$  est le coefficient de diffusion horizontale,  $\rho_0$  est la densité de l'eau,  $C_p$  est la chaleur spécifique de l'eau de mer,  $u$  et  $v$  sont les vitesses horizontales,  $Q$  est le flux net de chaleur à la surface,  $\Delta T$  est la différence de température entre la couche mélangée et l'eau sous-jacente et  $w_e$  la vitesse d'entraînement à la base de la couche mélangée.

Le terme représentant la diffusion horizontale peut être négligé si les images ne sont pas trop éloignées dans le temps (habituellement moins de 12 h). Les deux autres termes situés à la droite de l'équation ne sont pas bien connus à une résolution

spatiale fine et sont représentés par un seul terme  $S$  conduisant à l'équation suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = S \quad (2)$$

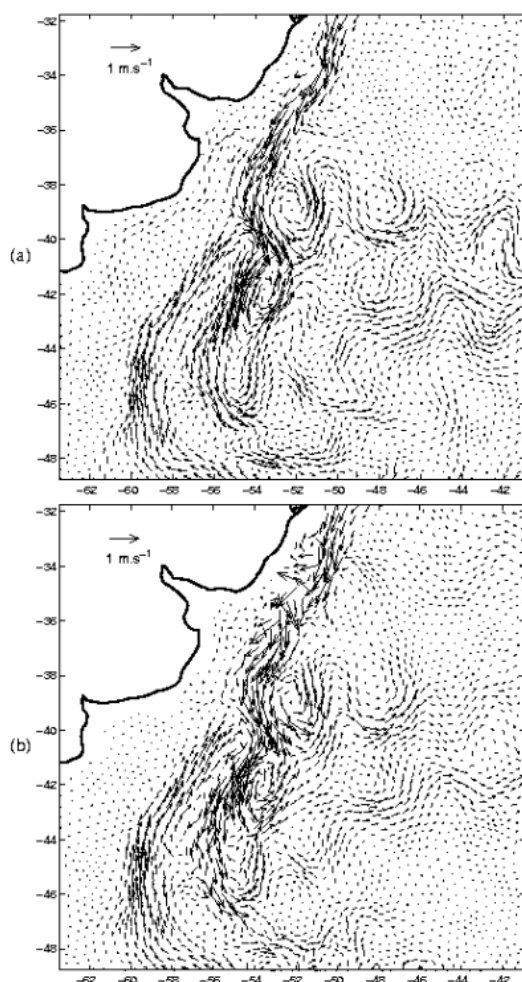
Comme cette équation est sous-déterminée, il est impossible de la résoudre pour les composantes  $u$  et  $v$  des courants de surface. Pour évaluer ces courants, il est nécessaire d'ajouter des contraintes dynamiques telles que la minimisation de la divergence et de la vorticité horizontale. L'ajout de ces contraintes permet de définir des ensembles de solutions qui dépendent de l'intensité des contraintes imposées. Les résultats des études de sensibilité ont montré qu'il existait une solution optimale qui donnait un champ de vecteurs représentant un compromis acceptable lorsque la fonction de coût totale (qui inclut à la fois la divergence et la vorticité) était minimale (Vigan *et al.*, 2000a).

Il a été montré que l'utilisation de cette méthode permet de produire des résultats de la même qualité que la corrélation croisée (Kelly and Strub, 1992) ou qu'un modèle numérique (Vigan *et al.*, 2000a) (figure 3). Une analyse de quatre séries d'images de la zone de confluence Brésil-Malvinas a montré que l'erreur sur les estimations obtenues était de l'ordre de 15-20 % en intensité et de 20° à 25° en direction (Vigan *et al.*, 2000b). Toutefois, cette approche donne des résultats beaucoup moins

bons dans les régions où les gradients spatiaux ou temporels de température sont faibles (Kelly, 1989 ; Vigan *et al.*, 2000b) puisque ce sont dans ces régions que le terme source  $S$  devient dominant sur l'advection. Les désavantages de cette méthode sont la nécessité d'utiliser les températures les plus exactes possible, lesquelles sont de l'ordre de  $0,5^\circ\text{C}$  actuellement, et le fait que les hypothèses de base (prédominance de l'advection sur la diffusion) peuvent être fausses dans des environnements dynamiques tels que les zones de remontées d'eau intermédiaires où lorsque le réchauffement solaire diurne n'est pas spatialement uniforme. Dans ce dernier cas, Vigan *et al.* (2000b) proposent une approche utilisant des filtres spatiaux pour tenter de minimiser l'effet du terme source  $S$  sur les résultats. Aussi, cette méthode suppose qu'il existe une relation simple entre la densité et la température de l'eau. Cette relation peut aussi être fautive dans les régions où il existe des apports

d'eau douce importants limitant son application aux régions relativement éloignées des côtes.

Wahl and Simpson (1991) proposent une approche alternative pour déterminer la vitesse des courants tangentiels aux gradients de température, laquelle fait appel à une combinaison de méthodes. En premier lieu, ils déterminent le champ de vecteur total (incluant la composante tangentielle et normale) à l'aide de la méthode de corrélation croisée, puis ils estiment la composante normale à l'aide de la méthode de Marr et Ullman (1981) basée sur le mouvement des pixels à zéro dans une image représentant la convolution entre le laplacien du gaussien (opérateur LOG) de l'image de température et l'image elle-même. Après interpolation horizontale des résultats des deux méthodes à la même grille de référence, il devient ainsi possible de calculer la composante tangentielle par simple soustraction vectorielle.



*Tiré de Vigan et al., (2000b)*

FIGURE 3 Comparaison entre les courants de surface évalués par un modèle numérique (en haut) et la méthode de conservation du flux de chaleur utilisant le champ de température produit par le même modèle (en bas) dans l'Atlantique Sud. *Comparison between surface currents evaluated by a numerical model (top) and the heat flux conservation method using the sea surface temperature field generated by the same model (down) for the South Atlantic.*

### 3.3. Suivi d'objets

Dans la troisième approche pour estimer les courants de surface, on utilise le suivi de traceurs individuels sur des images consécutives. La différence avec les techniques précédentes est que cette méthode ne permet d'obtenir des courants de surface que pour un nombre limité de points sur les images. Cette opération peut être accompli par un opérateur humain ou par un logiciel et la technique est surtout utilisée pour le suivi de la dérive du couvert de glace où l'on peut reconnaître des blocs de glace (glaçons) individuels (Laviolette and Hubertz, 1975; Peterson, 1987; Thomas *et al.*, 1995). Comme c'est le cas pour les techniques présentées auparavant, il est important de bien définir les traceurs afin d'obtenir de bons résultats.

En milieu polaire, le couvert de nuages est particulièrement important, ne permettant d'obtenir que rarement des séquences d'images captées dans les bandes de fréquence du visible et de l'infrarouge thermique. C'est pourquoi la plupart des systèmes d'estimation du mouvement des glaces actuels (Alaska SAR Facility - Geophysical Processing System; Canadian Ice Service - Ice Tracker) utilisent les images provenant des radars à synthèse d'ouverture (RSO) éliminant ainsi l'influence du couvert nuageux et permettant l'obtention d'images ayant une bonne résolution spatiale (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Cette bonne résolution spatiale permet aussi l'identification de blocs de glace individuels pouvant être suivis.

Contrairement aux techniques précédentes appliquées en eau libre et où les traceurs reflètent directement le mouvement de la masse d'eau, il existe un problème d'interprétation des résultats de suivi de blocs de glace puisque ceux-ci dérivent en réponse à un ensemble de forces incluant les courants marins, les vents et les interactions inter-blocs. Dans le cas le plus simple alors que les blocs sont en dérive libre (i.e. sans interactions entre eux), il est possible d'utiliser un modèle simple de dérive de la glace pour éliminer la portion de dérive découlant du vent (Larouche and Dubois, 1990). L'équation générale de dérive de la glace s'écrit :

$$T_a + T_w + C + P + I = \rho_{\text{glace}} H \frac{\partial V}{\partial T} \quad (3)$$

où  $T_a$  et  $T_w$  sont les stress de l'air et de l'eau,  $C$  est la force de Coriolis ( $fV$ ),  $P$  est la force créée par le gradient de pression horizontal,  $I$  est le stress interne,  $\rho_{\text{glace}}$  est la densité de la glace,  $H$  son épaisseur et  $V$  sa vitesse. De façon générale, l'accélération de la glace ( $\partial V / \partial T$ ) est très petite et peut être considérée comme nulle. De plus, lorsque

la glace est en dérive libre les termes  $P$  et  $I$  sont nuls, réduisant ainsi l'équation 3 à :

$$T_a + T_w + C = 0 \quad (4)$$

Les stress de l'air et de l'eau sont calculés en utilisant :

$$T_a = \rho_{\text{glace}} C_a (U_{10})^2 \text{ et } T_w = \rho_w C_w (U_w)^2 \quad (5)$$

où  $\rho$  est la densité du médium,  $C$  est le coefficient d'entraînement,  $U_{10}$  est le vent à 10 mètres et  $U_w$  est la vitesse du courant sous la glace.

Cette équation est valide pour des profondeurs d'eau d'au moins 30 m (Overland *et al.*, 1984). Les vents observés sont utilisés pour faire dériver les blocs identifiables sur l'image de départ en supposant un courant nul dans une première itération. La différence entre la position modélisée et la position réelle sur la seconde image est alors utilisée pour effectuer une première estimation de la vitesse et de la direction du courant et le processus de dérive est repris jusqu'à ce que les positions modélisées et réelles concordent à moins de un pixel d'écart. Dans cette approche, il est important que les blocs soient dans un système de coordonnées identiques pour les deux images, afin d'éliminer l'effet des erreurs de localisation sur l'estimation des courants. Des images géo-référencées sont donc nécessaires. L'hypothèse de dérive libre est très importante dans cette approche. Toutefois, certains travaux ont montré que la glace pouvait être considérée en dérive libre jusqu'à des concentrations de l'ordre de 90 % (Häkkinen, 1986), rendant cette approche applicable même dans des champs de glace assez compacts.

Buehner *et al.* (1997) proposent une version améliorée de cette approche en utilisant le modèle de dérive pour l'ensemble d'une image et en tentant de minimiser une fonction de coût représentant les effets du vent et de la circulation de surface sur la dérive du couvert de glace.

La même approche peut, théoriquement, être utilisée dans les cas où il existe des interactions entre les blocs, quoique un modèle plus complexe est nécessaire pour tenir compte de ces interactions, nécessitant donc une connaissance plus approfondie de la physique de la glace. Une autre technique, qui peut alors être utilisée dans ce cas, consiste à employer un grand nombre d'images représentant diverses conditions de vent et d'interactions, et permettant ainsi de moyenner l'effet de ces forces en laissant apparaître la composante marine de la dérive des blocs (Laviolette and Hubertz, 1975). Cette approche ne permet toutefois d'obtenir d'estimé des courants marins que sur des périodes de temps assez longues (plusieurs jours à plusieurs mois) et est



surtout utilisée pour l'estimation des courants moyens sur de grandes superficies. Finalement, il est aussi possible d'utiliser des images captées, alors que les vents étaient faibles ou nuls, et supposer que la dérive observée est uniquement influencée par les courants (Peterson, 1987 ; Thomas *et al.*, 1995). De tels cas sont toutefois rares.

### 3.4. Applications

Malgré leur potentiel important pour visualiser la circulation de surface, ces méthodes n'ont que rarement été utilisées jusqu'à maintenant. La majorité des travaux portent sur des études ponctuelles ayant fait usage de la corrélation croisée (Domingues *et al.*, 2000 ; Hedger *et al.*, 2001 ; Kamachi, 1989 ; Pope and Emery, 1994) ou de la modélisation des flux de chaleur (Kelly, 1989 ; Vigan *et al.*, 2000b) en milieu d'eau libre. Il existe un seul exemple d'utilisation de la méthode de corrélation croisée avec une longue série d'images (7 ans) pour déterminer les patrons de circulation dans la région du courant est australien (Bowen *et al.*, 2002). Les résultats montrent bien la capacité de cette approche pour la détection et le suivi de l'évolution de tourbillons et de courants côtiers sur une longue période. Le problème principal d'utilisation réside en fait dans le couvert nuageux qui limite grandement la durée des séquences d'images de bonne qualité. Pour obtenir de bons résultats, il est nécessaire d'avoir accès à de grands ensembles de données et à une certaine capacité d'analyse par ordinateur. Par ailleurs, dans le cas des méthodes de suivi de traceurs, il est aussi nécessaire d'estimer la fiabilité des vecteurs puisque ces méthodes peuvent produire des vecteurs aberrants au travers d'information juste. Il est donc nécessaire de recourir à des traitements supplémentaires pour éliminer ces mauvais vecteurs. De façon générale, les techniques utilisées portent surtout sur des tests de l'uniformité spatiale du champ de vecteur (Kelly and Strub, 1992 ; Pope and Emery, 1994 ; Bowen *et al.*, 2002) et sur l'utilisation de moyennes de plusieurs paires consécutives (Kelly and Strub, 1992 ; Bowen *et al.*, 2002) pour diminuer l'imprécision des résultats. Cette dernière technique se fait toutefois au détriment de la résolution temporelle des résultats. Ces tests peuvent aussi inclure des connaissances préalables des conditions océanographiques dans la zone d'étude. Simpson et Gobat (1994) proposent une méthode de filtrage des vecteurs extraits de la corrélation croisée, basée sur la vérification de la matrice de corrélation. S'il y a plusieurs pics, on procède au calcul d'un vecteur médian pour cette fenêtre de départ. Ensuite, il faut que les filtres médians obéissent à un critère de convergence

d'entropie. Les résultats sont ainsi meilleurs et physiquement plus réels. Il est alors possible de calculer des *stream-functions* et des dérivées de particules à partir des champs de vecteurs produits par la corrélation croisée. Finalement, Barton (2002) propose l'utilisation d'une analyse réciproque pour la validation des vecteurs. Cette technique consiste à essayer de reproduire un vecteur donné en inversant les fenêtres d'arrivée et de départ dans une analyse de type corrélation croisée. Les résultats obtenus sur une paire d'images test ont indiqué que cette approche semblait meilleure que celle basée sur l'uniformité spatiale.

Une fois validés, les vecteurs obtenus sont souvent répartis de façon non homogène sur la région d'étude. Il est alors possible d'utiliser une méthode d'interpolation optimale pour produire des grilles régulières de courants de surface (Emery and Thompson, 1998).

Les diverses méthodes disponibles n'ont été que peu utilisées dans la production opérationnelle de courants de surface. Un de ces systèmes montre toutefois la puissance potentielle de cet outil pour l'étude des milieux côtiers. Il s'agit du système mis en place par l'Université du Colorado pour l'étude de la côte ouest des États-Unis ([www-ccar.colorado.edu/research/colors/index.html](http://www-ccar.colorado.edu/research/colors/index.html)).

Ce système permet à la fois le calcul des vecteurs-courants par la méthode de corrélation croisée et leur assimilation aux données altimétriques TOPEX et JASON. Dans ses travaux, cette équipe indique par ailleurs que l'utilisation des images en température de brillance produirait de meilleurs résultats que celle des images de température de surface, probablement à cause de l'introduction de bruits lors du calcul de la température de surface à l'aide des données des deux canaux thermiques. Un second exemple de système automatisé de production de vecteurs est celui proposé par Larouche *et al.* (2003) et développé pour le golfe du Saint-Laurent. Cette dernière méthode a toutefois des limitations puisque le taux de bons vecteurs obtenus par cette approche ne dépasse guère 50 %, et ce lorsque les images ne sont séparées que de quelques heures. Les résultats obtenus indiquent aussi que la fiabilité des vecteurs obtenus décroît avec l'écart temporel entre les images, à cause de la diffusion des traceurs.

Dans les milieux couverts de glace, les techniques de corrélation croisée et de suivi d'objets ont été maintes fois utilisées pour estimer le mouvement de champs de glace. Toutefois, seules quelques études ont appliqué ces techniques pour l'estimation du courant de surface. Larouche et Dubois (1990) utilisent ainsi quatre paires d'images



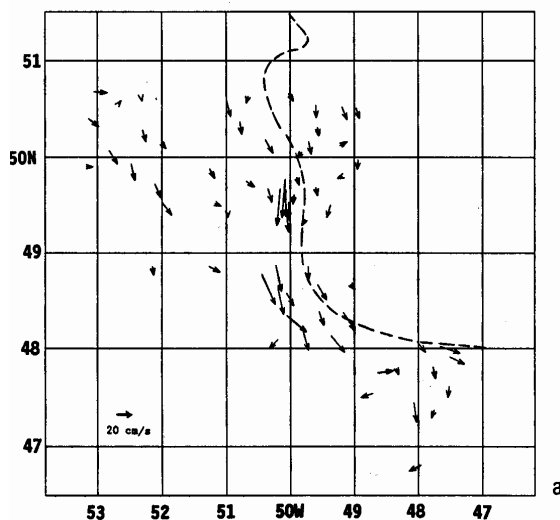
MSS de Landsat et un modèle de dérive simple pour extraire la circulation de surface sous-jacente aux blocs de glace en dérive libre. Les résultats obtenus pour la région du sud-est de la baie d'Hudson montrent l'effet du forçage du vent sur la circulation de surface.

Pour leur part, Ikeda *et al.* (1991) ainsi que Ikeda et Tang (1992) utilisent des paires d'images d'un RSO aéroporté pour estimer la circulation de surface au large de la côte est de Terre-Neuve (figure 4). Dans ce cas, la technique utilisée consistait à estimer la contribution du vent à la dérive de la glace comme un pourcentage fixe de la vitesse du vent et en incluant un effet de rotation. Ces pourcentages et degrés de rotation étaient estimés à l'aide de balises placées sur la glace en dérive et équipées d'anémomètres. Leurs résultats montrent l'impact de la bathymétrie régionale sur le courant du Labrador, qui se sépare ainsi en deux branches autour d'un banc (haut-fond). Finalement, Manley *et al.* (1987) et Mizex '87 Group (1989) utilisent eux aussi des paires d'images d'un RSO aéroporté dans la région du détroit de Fram, dans l'Atlantique Nord, pour calculer les courants de surface. L'effet du vent est aussi considéré comme une valeur fixe (3 % à 30° à droite) affectant la dérive des blocs.

Malgré une abondance de données de télédétection rendues disponibles par la génération actuelle de RSO (Radarsat, ERS, Envisat), il est surprenant qu'il n'existe pas d'applications opérationnelles pour estimer la circulation de surface de la mer dans les zones englacées, et ce malgré que les diverses techniques développées semblent assez bien fonctionner. Une des difficultés

d'application est certainement le problème du géoréférencement des images lorsqu'aucun amer n'est visible sur les images, ce qui engendre une erreur dans les estimés de la circulation. Wilson *et al.* (2001) ont ainsi mesuré la précision de la navigation des images Scansar de RADARSAT à 225 m. Cette erreur de navigation a un impact de plus en plus grand à mesure que la distance de dérive des blocs diminue. Par ailleurs, il existe toujours certaines incertitudes sur la valeur des paramètres à intégrer dans les modèles de dérive, apportant aussi une imprécision dans l'estimation. Ainsi, les coefficients de traînée dépendent de la concentration des glaces ainsi que de leur rugosité et ils sont assez mal connus à l'interface eau-glace. Ces coefficients dépendent aussi de la dynamique de la couche limite, laquelle est influencée par les gradients de densité verticaux. Malgré ces incertitudes, l'utilisation d'images de télédétection pour générer un estimé des courants de surface à l'aide de traceurs dans les mers englacées demeure quand même une source potentielle d'information importante dans ces régions difficilement accessibles.

De façon générale, l'estimation de la circulation de surface en utilisant des images de télédétection séquentielles demeure donc encore un champ à développer. De plus, la diversité des écosystèmes océaniques semble indiquer qu'il sera nécessaire de développer des systèmes d'estimation locaux ou régionaux, permettant de prendre en compte les caractéristiques particulières de ces environnements, tel que la gamme dynamique des températures et la présence de glaces dérivantes.



Tiré de Ikeda et Tang (1992)

FIGURE 4 Courants de surface estimés à l'aide de la dérive de blocs de glace sur la côte du Labrador et pour lesquels a été soustraite l'influence du vent. La ligne pointillée indique la profondeur de 1 000 m. *Estimated surface currents using drifting ice floes on the Labrador coast and for which influence has been subtracted. The dashed line indicates the 1 000 m depth.*

#### 4. INTERFÉROMÉTRIE RADAR

L'interférométrie radar est née du besoin de mesurer de façon instantanée les courants de surface dans les régions côtières où il existe de fortes variabilités spatiales et temporelles de la circulation des eaux. En effet, le taux de répétition des passages des satellites à orbite polaire ne permet au mieux que l'estimation entre deux passages consécutifs, généralement séparés d'environ 90 min. et, en fonction de la vitesse des courants, il est parfois nécessaire d'attendre plus longtemps pour que les traceurs physiques aient suffisamment dérivés pour être mesurés sur une paire d'images. Par ailleurs, tel que mentionné à la section précédente, il est parfois impossible de détecter des traceurs en particulier lorsque les champs de température sont homogènes ou encore sous couvert de nuages. Le développement d'une nouvelle approche apparaissait donc nécessaire afin de permettre de résoudre ces problèmes.

##### 4.1. Théorie

La mesure des courants par interférométrie radar est rendue possible parce que les micro-ondes interagissent avec la couche superficielle de la mer. Si la surface de la mer est en mouvement, elle induit un décalage Doppler correspondant à sa vitesse de phase. Un radar interférométrique est composé de deux antennes colinéaires dans l'axe azimutal du déplacement de la plate-forme. Ces deux antennes observent donc le même élément de la surface consécutivement dans le temps. Si une surface est immobile, les images reçues par les deux antennes seront identiques, excepté pour le déplacement le long de la trace. À l'opposé, une surface en mouvement produira un décalage de phase ( $\Delta\phi$ ) entre les mêmes pixels des deux images. Ce décalage est proportionnel au changement en distance de la surface, lequel se produit dans le temps qu'il faut pour que l'antenne arrière vienne prendre la place de l'antenne avant, soit :

$$\Delta\phi = \frac{2\pi B}{\lambda} \frac{U_r}{v} \quad (6)$$

où  $B$  est la distance entre les deux antennes,  $U_r$  est la composante radiale du courant,  $v$  est la vitesse de la plate-forme et  $\lambda$  est la longueur d'onde du radar. La phase de l'interférogramme ne pouvant varier qu'entre  $-\pi$  et  $\pi$ , il peut donc exister une ambiguïté dans les courants mesurés. Cette ambiguïté dépend de l'intervalle de temps entre les deux observations de la même surface et de la longueur d'onde du système.

La composante radiale du courant est composée de trois sources :

$$U_r = U_c + v_o + v_b \quad (7)$$

où  $U_c$  est la composante représentant la vitesse de la masse d'eau recherchée,  $v_o$  est la contribution du mouvement orbital des ondes longues et  $v_b$  est la vitesse de phase des ondes de Bragg, lesquelles permettent au signal radar d'être rétrodiffusé vers la source émettrice. Pour pouvoir mesurer le courant  $U_c$ , il est donc nécessaire d'évaluer la contribution des deux autres composantes. Diverses techniques peuvent être utilisées pour ce faire. La composante des ondes de Bragg ( $v_b$ ) peut ainsi être estimée en utilisant un plan d'eau immobile et sans ondes longues situé près de la zone d'étude (Goldstein *et al.*, 1989 ; Shemer *et al.*, 1993) ou encore en utilisant un modèle de rétrodiffusion (Ainsworth *et al.*, 1995 ; Romeiser and Hirsch, 2001). La géométrie de l'observation (vent, ondes de Bragg, signal radar) joue toutefois un effet important dans l'estimation de la contribution des ondes de Bragg. Moller *et al.* (1998) ont montré que la modélisation de la contribution des ondes de Bragg pouvait être assumée comme étant essentiellement dans la direction radiale pour des vents soufflant jusqu'à 60° de cet axe, et ce pour un interféromètre opérant dans la bande X du radar. Dépassé cette orientation, l'erreur causée par la géométrie de l'observation augmente rapidement. Ces résultats concordent généralement avec les travaux de Thompson et Jensen (1993), qui indiquaient un effet important de la géométrie de l'observation sur l'estimé de la contribution des ondes de Bragg, et ce en bande L. Leurs travaux indiquaient toutefois que l'utilisation d'un interféromètre opérant dans la bande C permettrait d'obtenir de meilleurs estimés du courant, et ce pour toutes les directions relatives du vent.

Plus récemment, Kim *et al.* (2002) ont proposé d'utiliser un radar interférométrique à deux longueurs d'ondes (C et L) pour estimer la composante des ondes de Bragg à l'interférogramme. Cette correction repose sur l'hypothèse que la proportion respective des ondes de Bragg approchant le radar est équivalente pour les deux longueurs d'ondes. La différence entre les vitesses totales  $U_r$  mesurées à chaque fréquence est donc causée par la différence des vitesses de phase de Bragg conduisant à l'équation suivante :

$$\left. \begin{aligned} &+U_r^L - +U_r^C \\ &= v_b^L - v_b^C \\ &= [2\alpha^L(\theta_w) - 1]C_p^L - [2\alpha^C(\theta_w) - 1]C_p^C \\ &= [2\alpha(\theta_w) - 1](C_p^L - C_p^C) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

où  $C_p$  est la vitesse de phase de résonance de Bragg entre les ondes capillaires et de gravité :

$$C_p = \sqrt{\frac{g}{|k|} + \frac{\tau|k|}{\rho}} \quad (9)$$

où  $g$  est l'accélération gravitationnelle,  $\tau$  est la tension de surface,  $\rho$  la densité de l'eau et  $k$  le nombre d'onde des ondes résonnantes de Bragg.

L'équation 8 indique que le produit entre la proportion des ondes approchant le radar ( $\alpha$ ) et l'information sur la direction du vent ( $\theta_w$ ) peut être extrait à partir de la différence entre les données interférométriques à deux longueurs d'ondes. Une fois ce produit estimé, il est alors possible de recalculer la contribution des ondes de Bragg ( $v_b$ ) à chaque longueur d'onde.

La seconde correction à apporter pour mesurer  $U_r$  porte sur l'estimation de la contribution de la vitesse orbitale des ondes longues sur l'interférogramme. Pour ce faire, il est aussi possible d'utiliser un modèle de rétrodiffusion (Ainsworth *et al.*, 1995; Romeiser and Hirsch, 2001). Une technique plus simple consiste à procéder à une moyenne spatiale de l'interférogramme de façon à ce que les vitesses orbitales positives et négatives s'annulent (Shemer *et al.*, 1993). Toutefois, cette approche est réalisée au détriment de la résolution spatiale des résultats, puisqu'il est nécessaire d'effectuer la moyenne sur des zones ayant une dimension de plusieurs fois supérieure aux longueurs d'ondes des ondes existantes au moment de l'enregistrement de l'interférogramme. En milieu océanique, cette distance peut donc représenter plusieurs centaines de mètres.

Par ailleurs, Moller *et al.* (1998) ont montré que la vitesse orbitale des ondes longues peut induire une erreur allant jusqu'à 20 cm.s<sup>-1</sup> lorsque le radar observe la surface de la mer dans la même direction que le vent. Cette erreur est causée par la portion des vagues faisant face au signal radar et qui retourne un signal plus puissant que les autres portions, biaisant ainsi la vitesse moyenne vers les régions de plus haute puissance. L'utilisation de moyennes ne permet pas d'éliminer ce biais.

Jusqu'à ce jour, les principaux résultats dont nous disposons proviennent de l'emploi de systèmes interférométriques aéroportés. Seules les expériences de RSO de SIR-C/X, en 1994, et de la Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), en 2000, ont permis d'obtenir quelques données interférométriques spatiales. Malgré la courte distance entre les deux antennes utilisées, les résultats obtenus à partir des données de la SRTM pour la région de Waddenzee, en mer du Nord, montrent une assez bonne concordance (0,24 m.s<sup>-1</sup>)

avec un modèle numérique de circulation de la même région pour une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre (Romeiser *et al.*, 2003a).

Outre les problèmes liés à l'estimation des diverses composantes de la vitesse, l'emploi de plate-formes aéroportées génère aussi des perturbations du signal mesuré. Le principal problème est lié au fait, qu'en théorie, les deux antennes devraient être parfaitement colinéaires. Or, dans un système aéroporté, les mouvements de la plate-forme sont souvent importants, ce qui engendre des modifications significatives de l'interférogramme. Une partie de ce problème peut être résolue en utilisant les paramètres mesurés par le système de navigation inertiel de l'avion, afin de calculer les changements de phase associés au mouvement de l'appareil (Goldstein *et al.*, 1989). Cette portion du traitement des données est particulièrement critique, puisque un changement de 0,1° du mouvement en lacet engendre une erreur de 18 cm.s<sup>-1</sup>, et ce pour la bande L.

Par ailleurs, outre les problèmes de stabilité de la plate-forme, il existe aussi un décalage global de l'interférogramme, lequel doit être éliminé pour obtenir les courants de surface. En milieu côtier, et à défaut de mesures *in situ* permettant d'étalonner l'interférogramme en un endroit spécifique, il est possible d'utiliser une technique faisant appel à la stationnarité de la terre dans l'image. En effet, une région plutôt plate, imagée par le radar interférométrique, devrait produire un interférogramme ayant une composante de vitesse nulle. La valeur mesurée par le radar sur une cible terrestre plate peut donc être soustraite de l'interférogramme mesuré au-dessus de la mer (Kim and Moon, 2001; Graber *et al.*, 1996).

En milieu hauturier, loin de tout repère fixe et sans mesure *in situ*, une autre technique existe pour compenser ce problème (Ainsworth *et al.*, 1995). Cette technique est basée sur le fait que des cibles mobiles (navires) peuvent faire partie de l'image interférométrique enregistrée. Ainsi, une cible voyageant dans l'axe radial est déplacée dans la direction azimutale par une distance  $\Delta_{az}$  proportionnelle à sa vitesse radiale :

$$\Delta_{az} = \frac{U_r r_r}{v} = \frac{r_r \lambda}{2\pi B} \Delta\phi \quad (10)$$

où  $r_r$  est la distance radiale à la cible. Cette équation est utilisée pour déterminer  $\Delta\phi$  à partir de  $\Delta_{az}$ , en assumant que la position réelle du navire est donnée, soit par son sillage soit par le trou dans l'image laissé derrière la cible. La comparaison, entre la différence de phase mesurée par interférométrie et celle calculée à partir de l'équation 10, permet d'étalonner l'ensemble de l'interférogramme.

De toute évidence, le traitement des images interférométriques est un processus complexe pour lequel de nombreuses sources d'erreurs existent. Malgré celles-ci, il est généralement entendu que cette technique possède le potentiel de détecter les courants de surface avec une précision de l'ordre de  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$  et avec une résolution spatiale de l'ordre de 100 m.

Le lecteur désireux d'en apprendre plus sur les techniques de traitement des données interférométriques peut consulter Imel (2002). Par ailleurs, une récente étude utilisant un modèle de rétrodiffusion a aussi permis de préciser les critères d'opérations optimaux de systèmes de mesures interférométriques (Romeiser and Thompson, 2000). Selon cette étude, il est préférable d'utiliser les plus hautes fréquences (bande X) parce que la modulation hydrodynamique due aux ondes de Bragg est moins prononcée et plus symétrique qu'aux plus basses fréquences. De plus, l'utilisation de plus hautes fréquences permet de réduire significativement la taille des antennes nécessaires. Il serait aussi préférable d'utiliser une polarisation VV pour obtenir la plus grande puissance rétrodiffusée par la surface de la mer, et un angle d'incidence situé entre  $35^\circ$  et  $45^\circ$  serait optimal.

Finalement, tel que mentionné ci-haut, la technique d'interférométrie ne permet de mesurer que la composante radiale des courants par rapport à l'observateur. Pour estimer le champ de vitesse bi-dimensionnel, il est donc nécessaire d'effectuer des passages à angle droit au-dessus de la même zone. Si cette approche peut être réalisable à partir de plates-formes aéroportées, il semble difficilement envisageable de transporter cette technique à des plates-formes satellitaires. Certaines approches en ce sens ont toutefois été proposées, dont celle utilisant des antennes légèrement tournées vers l'avant et l'arrière du satellite et ayant un angle d'au plus  $90^\circ$  entre elles (Frasier and Camps, 2001). Cette approche repose sur le fait que la technique interférométrique est sensible à la composante radiale du signal radar et non de la trace du satellite. Des antennes ainsi orientées permettraient d'obtenir des composantes différentes des courants de surface, lesquelles pourraient ensuite être recombinaées.

Conjugué avec la difficulté de disposer de deux antennes colinéaires orientées correctement et ayant un espacement suffisant, ceci pourrait expliquer le peu d'intérêt envers le développement de cette technique de façon opérationnelle. Pour pallier à ce problème, deux solutions techniques ont été proposées à ce jour. Ce sont le pendule interférométrique et la roue interférométrique. Ces deux concepts utilisent des constellations de trois

satellites situés sur des orbites légèrement différentes pour obtenir une distance  $B$  entre les antennes de l'ordre de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, en fonction de la fréquence utilisée. Cette constellation d'antennes réceptrices doit donc obligatoirement être utilisée conjointement avec un autre radar tel que celui de Envisat ou de TerraSAR, et servant de source émettrice. Le lecteur désireux d'en apprendre plus sur ces techniques peut consulter Romeiser *et al.* (2002).

Par ailleurs, des progrès techniques dans les antennes radar à large bande ont permis de réduire considérablement la taille des antennes nécessaires, permettant ainsi d'utiliser un système pouvant maintenant être installé sur de petits avions (Trizna *et al.*, 1998). Il pourrait donc être aussi possible d'utiliser cette approche pour limiter la taille des systèmes spatiaux.

Finalement, il convient de noter que des progrès récents dans le traitement du signal radar permettent d'envisager la possibilité de mesurer les courants de surface en utilisant le décalage Doppler de la fréquence du radar. Au départ proposée par Shuchman *et al.* (1979), pour le traitement des images de Seasat, cette technique a été expérimentée à quelques reprises soit à partir d'images Seasat ou soit à partir de données de radars aéroportés (Gonzalez *et al.*, 1981; Lyzenga *et al.*, 1982) et a été raffinée récemment par van der Kooij *et al.* (1999). Cette technique n'utilise qu'une seule antenne rendant ainsi le système beaucoup plus simple. Toutefois, comme les mesures interférométriques, cette technique ne permet de mesurer que la composante radiale du courant. Le décalage Doppler de la fréquence, causé par un courant de surface dans la direction du signal radar, est donné par :

$$\Delta f = \frac{2V \sin \theta}{\lambda} \quad (11)$$

où  $\theta$  est l'angle d'incidence. Les décalages Doppler théoriques pour un courant de  $1 \text{ m.s}^{-1}$  sont d'environ 14 Hz pour le RSO de ERS et de 28 Hz pour celui de RADARSAT, et ce pour un angle d'incidence de  $45^\circ$ . Avec cette technique, on calcule l'estimé du centroïde Doppler sur des zones de l'image et on soustrait un centroïde Doppler modélisé pour un terrain non mobile. Le résiduel constitue la portion du décalage Doppler résultant du courant et des autres mouvements de la mer (vagues, ondes de Bragg, interactions vagues-vagues et brisants) dans la direction radiale du signal radar. Gelpi et Norris (2003) ont évalué la proportion relative des diverses composantes du signal radar. Leurs résultats montrent qu'il existe une contribution

importante des vagues ( $0,5$  à  $1 \text{ m.s}^{-1}$ ) à la vitesse totale estimée. De plus, cette contribution est fortement influencée par l'angle d'incidence du faisceau radar et par la direction relative des vagues. Les ondes de Bragg contribuent aussi significativement à la vitesse totale mesurée ( $\sim 0,25 \text{ m.s}^{-1}$ ). Ces erreurs sont donc importantes. Toutefois, si des données *in situ* de validation existent ou encore si une cible immobile (terre) est visible sur l'image, il est possible d'étalonner les résultats pour éliminer les effets, autres que le courant de surface, estimés à partir du radar. Divers tests ont été effectués avec cette méthode à l'aide d'images RSO de ERS et de RADARSAT obtenues dans le Gulf Stream et le golfe du Mexique, et les résultats indiquent que la précision de cette approche serait d'environ  $0,2$  à  $0,3 \text{ m.s}^{-1}$  (van der Kooij *et al.*, 1999). Comparée au potentiel de l'interférométrie radar, cette approche possède l'avantage de pouvoir être utilisée dès maintenant à partir des plates-formes ROS existantes et de logiciels commerciaux d'analyse de signaux ROS, mais au détriment d'une résolution spatiale moindre ( $1\text{-}2 \text{ km}$  par rapport à  $\sim 50 \text{ m}$ ) par suite du procédé d'estimation du centroïde. Elle serait donc d'un intérêt pour l'étude des phénomènes océanographiques à la méso-échelle ( $100\text{-}500 \text{ km}$ ).

#### 4.2. Applications

La relative nouveauté de cette technique de mesure des courants de surface, conjuguée au besoin d'une plate-forme aéroportée et de la difficulté du traitement des données, n'a jusqu'à maintenant généré que peu d'applications. Seuls quelques projets de démonstration ont ainsi eu lieu au cours des années 1990 pour évaluer le potentiel de la technique et mieux caractériser ses performances (Hirsch, 2001 ; Imel, 2002) pour une liste des survols AIRSAR). De façon générale, à partir des résultats des expériences entreprises, on peut dire que cette technique permet d'obtenir des champs de vitesse réalistes, que ce soit en milieu côtier ou en milieu hauturier. Les premiers travaux utilisant l'interférométrie radar pour mesurer les courants de surface ont été réalisés par Goldstein and Zebker (1987) dans la baie de San Francisco. Leurs résultats ont démontré la possibilité technique de cette méthode et permis d'identifier les problèmes qui lui sont associés. Un second essai réalisé dans la baie de San Diego (Goldstein *et al.*, 1989) et utilisant deux vols orthogonaux a permis d'évaluer

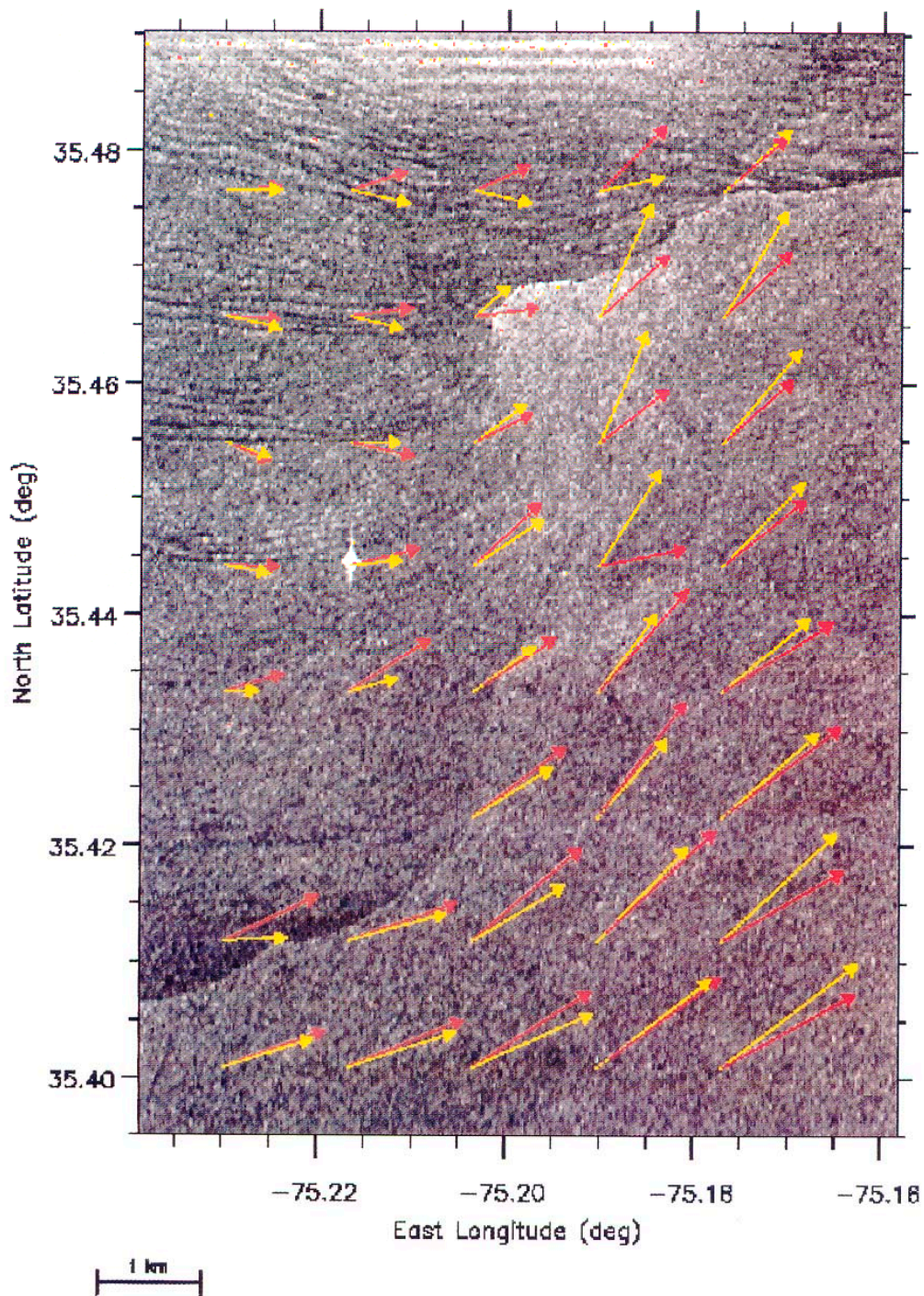
la précision de la méthode à environ  $8 \text{ cm.s}^{-1}$  par rapport à des dériveurs de surface. Suite à ces résultats encourageants, quelques équipes ont entrepris de mieux caractériser cette technique (Shemer *et al.*, 1993 ; Ainsworth *et al.*, 1995 ; Romeiser and Thompson, 2000 ; Romeiser *et al.*, 2003a).

Toutefois, le meilleur exemple d'application est probablement celui réalisé en 1993 lors du High-Resolution Remote Sensing Experiment, sur la côte Atlantique des États-Unis (Graber *et al.*, 1996 ; Marmorino *et al.*, 1997). Des mesures interférométriques de la surface marine ont ainsi été réalisées en suivant un plan de vol prévoyant deux passages à angle droit, l'un par rapport à l'autre, dans une région caractérisée par de fortes variabilités spatiale et temporelle de phénomènes océanographiques, tels que des fronts thermiques, du cisaillement et une forte vorticité des courants. Le radar employé pendant la mission opérait en bande L. Les résultats obtenus montrent bien le potentiel de cette méthode (figure 5). Les courants de surface mesurés à l'aide du radar interférométrique concordent ainsi très bien avec ceux obtenus à l'aide d'un radar côtier et permettent de visualiser la frontière entre les masses d'eau du Gulf Stream et les eaux côtières. Ces résultats montrent donc bien le potentiel de cette technique pour l tude des milieux côtiers où il existe une variabilité spatiale forte.

#### 5. CONCLUSION

Nous avons présenté diverses techniques permettant de mesurer les courants de surface à l'aide d'observations de télédétection. Face à la grande variété des environnements océaniques et côtiers, chacune de ces techniques présente des avantages et des inconvénients. Pour le moment, seules les techniques proposées dans la section 3 permettent d'envisager une application opérationnelle. L'interférométrie radar, du moins tant qu'elle sera limitée qu'aux plate-formes aéroportées, ne demeure pour le moment qu'une alternative ayant un potentiel d'application très limité. Cette situation pourrait toutefois changer lors du lancement de TerraSar-X prévu en 2005 et qui poss dera une capacité interférométrique (Romeiser *et al.*, 2003b).





*Tiré de Graber et al., (1996)*

FIGURE 5 Comparaison des courants de surface évalués par l'utilisation de données interférométriques (flèches jaunes) et ceux produits par un radar côtier (flèches rouges). Les vecteurs sont superposés sur l'image du radar interférométrique. *Comparison between surface currents evaluated using interferometric data (yellow arrows) and those generated by a coastal radar (red arrows). The vectors are overlaid on the interferometric radar image.*



## Remerciements

J'aimerais adresser mes remerciements à Jean-Marie M. Dubois et André Lavoie, du CARTEL de l'Université de Sherbrooke, pour leurs commentaires et corrections qui ont grandement aidé à obtenir un manuscrit de meilleure qualité. Merci aussi aux auteurs des travaux qui ont gentiment accepté que leurs figures soient reproduites dans cet article.

## Références

- Ainsworth, T.L., Chubb, S.R., Fusina, R.A., Goldstein, R.M., Jansen, R.W., Lee, J.-S. and Valenzuela, G.R. (1995) INSAR imagery of surface currents, wave fields, and fronts. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 33, p. 1117-1123.
- Barton, I.J. (2002) Ocean currents from successive satellite images: the reciprocal filtering technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 19, p. 1677-1689.
- Bowen, M.M., Emery, W.J., Wilkin, J.L., Tildesley, P.C., Barton, I.J. and Knewton, R. (2002) Extracting multiyear surface currents from sequential thermal imagery using the maximum cross-correlation technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 19, p. 1665-1676.
- Boxall, S.R. and Robinson, I.S. (1987) Shallow sea dynamics from CZCS imagery. *Advances in Space Research*, vol. 7, p. 37-46.
- Breaker, L.C., Krasnopolsky, V.M. and Maturi, E.M. (2000) GOES-8 imagery as a new source of data to conduct ocean feature tracking. *Remote Sensing of Environment*, vol. 73, p. 198-206.
- Buehner, M., Thompson, K.R. and Peterson, I. (1997) An inverse method for tracking ice motion in the marginal ice zone using sequential satellite images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 14, p. 1455-1466.
- Chapman, R.D., Shay, L.K., Graber, H.C., Edson, J.B., Karachintsev, A., Trump, C.L. and Ross, D.B. (1997) On the accuracy of HF radar surface current measurements: intercomparisons with ship-based sensors. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 18737-18748.
- Côté, S. and Tatnall, A.R.L. (1995a) A neural network-based method for tracking features from satellite sensor images. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, p. 3695-3701.
- Côté, S. and Tatnall, A.R.L. (1995b) Estimation of surface currents from satellite imagery using a Hopfield neural network. In *Proceedings of the Third Thematic Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*. Washington, USA, 18-20 septembre 1995, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor (USA), p. I538-I549.
- Côté, S. and Tatnall, A.R.L. (1997) The Hopfield neural network as a tool for feature tracking and recognition from satellite sensor images. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, p. 871-885.
- Domingues, C.M., Gonçalves, G.A., Ghisolfi, R.D. and Garcia, C.A.E. (2000) Advective surface velocities derived from sequential infrared images in the Southwestern Atlantic ocean. *Remote Sensing of Environments*, vol. 73, p. 218-226.
- Du, Y., Vachon, P.W., Larouche, P. and Saucier, F. (2003) Multi-scale feature tracking in sequential satellite images with wavelet analysis to reveal sea surface currents. *Soumis à Remote Sensing of Environment (voir P. Larouche)*.
- Emery, W.J., Thomas, A.C., Collins, M.J., Crawford, W.R. and Mackas, D.L. (1986) Comparison between satellite image advective velocities, dynamic topography, and surface drifter trajectories. *Eos*, vol. 67, p. 498-499.
- Emery, W. J. and Thompson, R.E. (1998) *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, New York, 634 p.
- Fernandez, D.M., Vesecky, J.F. and Teague, C.C. (1996) Measurements of upper ocean surface current shear with high-frequency radar. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 28615-28625.
- Frasier, S.J. and Camps, A.J. (2001) Dual-beam interferometry for ocean surface current vector mapping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, p. 401-414.
- Garcia, C.A.E. and Robinson, I.S. (1989) Sea surface velocities in shallow seas extracted from sequential coastal zone color scanner satellite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, p. 12681-12691.
- Gelpi, C.G. and Norris, K.E. (2003) Estimated surface-wave contributions to radar Doppler velocity measurements of the ocean surface. *Remote Sensing of Environment*, vol. 87, p. 99-110.
- Goldstein, R.M., Barnett, T.P. and Zebker, H.A. (1989) Remote sensing of ocean currents. *Science*, vol. 246, p. 1282-1285.
- Goldstein, R. M. and Zebker, H. A. (1987) Interferometric radar measurement of ocean surface currents. *Nature*, vol. 328, p. 707-709.
- Gonzalez, F.I., Rufenach, C.L. and Schchman, R.A. (1981) Ocean surface current detection by synthetic aperture radar. In *Gower, J.F.R. (réd.), Proceedings of the COSPAR/SCOR/IUCRM Symposium on Oceanography from Space*. Plenum, New York, p. 511-523.
- Gonzalez, R.C. and Wintz, P. (1987) *Digital image processing*. Addison Wesley, Reading (USA), 503 p.
- Graber, H.C., Haus, B.K., Chapman, R.D. and Shay, L.K. (1997) HF radar comparisons with moored estimates of current speed and direction: expected differences and implications. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 18749-18766.
- Graber, H.C., Tompson, D.R. and Carande, R.E. (1996) Ocean surface features and currents measured with synthetic aperture radar interferometry and HF radar. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 25813-25832.
- Häkkinen, S. (1986) Ice banding as a response of the coupled ice-ocean system to temporally varying winds. *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, p. 5047-5053.
- Hedger, R.D., Malthus, T.J. and Folkard, A.M. (2001) Estimation of velocity fields at the estuary - coastal interface through statistical analysis of successive airborne remotely sensed images. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, p. 3901-3906.
- Hirsch, O. (2001) Calibration of an airborne along-track interferometric SAR system for accurate measurement of velocities. In *Proceedings of IGARSS 2001 Symposium*, Sidney, Australia, 9-13 juillet 2001, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society, Piscataway (USA), p. 558-560.
- Holland II, J.A. and Xiao-Hai, Y. (1992) Ocean thermal feature recognition, discrimination and tracking using infrared satellite imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, p. 1046-1053.
- Holyer, R.J. and Peckinpaugh, S.H. (1989) Edge detection applied to satellite imagery of the oceans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 27, p. 46-56.
- Hopfield, J. and Tank, D.W. (1985) Neural computation of decisions in optimization problems. *Biological Cybernetics*, vol. 52, p. 141-152.
- Ikeda, M., Livingstone, C.E. and Peterson, I. (1991) A mesoscale ocean feature study using synthetic aperture radar imagery in the Labrador ice margin experiment: 1989. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, p. 10593-10602.
- Ikeda, M. and Tang, C.L. (1992) Detection of the Labrador current using ice-floe movement in synthetic aperture radar imagery and ice beacon trajectories. *Atmosphere-Ocean*, vol. 30, p. 223-245.
- Imel, D.A. (2002) AIRSAR along-track interferometry data. In *Proceedings of 2002 AIRSAR Earth Science and Application Workshop*, Pasadena, USA, 4-6 mars 2002. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena (USA), <http://airsar.jpl.nasa.gov/documents/workshop2002/papers/01.pdf>.
- Kamachi, M. (1989) Advective surface velocities derived from sequential images for rotational flow field: Limitations and applications of maximum cross-correlation method with

- rotational registration. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, p. 18227-18233.
- Kelly, K. (1989) An inverse model for near-surface velocity from infrared images. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 19, p. 1845-1864.
- Kelly, K.A. and Strub, P.T. (1992) Comparison of velocity estimates from advanced very high resolution radiometer in the coastal transition zone. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, p. 9653-9668.
- Kim, D. and Moon, W.M. (2001) Investigation of ocean waves and currents with PacRim along-track interferometry. *In Proceedings of IGARSS'2001 Symposium*. Sydney, Australia, 9-13 juillet 2001, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society, Piscataway (USA).
- Kim, D., Moon, W.M., Imel, D.A. and Moller, D. (2002) Remote sensing of ocean waves and currents using NASA (JPL) AIRSAR along-track interferometry (ATI). *In Proceedings of IGARSS'2002 Symposium*. Toronto, Canada, 24-28 juin 2002, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society, Piscataway (USA).
- Kooij, M. van der, Hughes, W. and Sato, S. (1999) Doppler current velocity measurements: a new dimension to spaceborne SAR data. *In Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Symposium on Operationalization of Remote Sensing*, Enschede, The Netherlands, 16-20 août 1999.
- Krishnamurthy, S., Sitharama Iyengar, S., Holyer, R.J. and Lybanon, M. (1994) Histogram-based morphological edge detector. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, p. 759-767.
- Kuo, N.-J. and Yan, X.-H. (1994) Using the shape-matching method to compute sea-surface velocities from AVHRR satellite images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, p. 724-728.
- Larouche, P., Boucher, J.-M., Thomassin, E. and Dubois, H. (2004) Sea surface velocity estimations using SST images. *Soumis à Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (voir P. Larouche).
- Larouche, P. and Dubois, J.-M.M. (1990) Dynamical evaluation of the surface circulation using remote sensing of drifting ice floes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, p. 9755-9764.
- Larouche, P., Thomassin, E., Boucher, J.-M. and Dubois, H. (1997) Sea surface velocity estimations using SST images. *In Proceedings of the Fourth International Conference on remote sensing for marine and coastal environments*, Orlando, USA, 17-19 mars 1997, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor (USA), p. I431-I438.
- LaViolette, P.E. and Hubertz, J.M. (1975) Surface circulation patterns off the east coast of Greenland as deduced from satellite photographs of ice floes. *Geophysical Research Letters*, vol. 2, p. 400-402.
- Lee, J.S. (1984) Edge detection partitioning. *In Wegman, E.G. and Smith, J.G. (éd.) Statistical Image Processing*. Dekker, New York, p. 59-69.
- Lyzenga, D.R., Schuchman, R.A. and Rufenach, C.L. (1982) Synthetic aperture radar measurements of ocean surface currents. *Geophysical Research Letters*, vol. 9, p. 747-750.
- Manley, T.O., Shuchman, R.A. and Burns, B.A. (1987) Use of synthetic aperture radar-derived kinematics in mapping mesoscale ocean structure within the interior marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, p. 6837-6842.
- Marmorino, G.O., Shay, L.K., Haus, B.K., Handler, R.A., Graber, H.C. and Horne, M.P. (1999) An EOF analysis of HF Doppler radar current measurements of the Chesapeake bay buoyant outflow. *Continental Shelf Research*, vol. 19, p. 271-288.
- Marmorino, G.O., Thompson, D.R., Graber, H.C. and Trump, C.L. (1997) Correlation of oceanographic signatures appearing in synthetic aperture radar and interferometric synthetic aperture radar imagery with in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 18723-18736.
- Marr, D. and Ullmann, S. (1981) Directional selectivity and its use in early visual processing. *Proceedings of the Royal Society of London B*, vol. 211, p. 151-180.
- Mizex'87 Group (1989) Mizex east 1987. *Eos*, vol. 70, p. 545, 548-549, 554-555.
- Moller, D., Frasier, S.J., Porter, D.L. and McIntosh, R.E. (1998) Radar-derived interferometric surface currents and their relationship to subsurface current structure. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 12839-12852.
- Overland, J.E., Mofjeld, H.O. and Pease, C.H. (1984) Wind-driven ice drift in a shallow sea. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, p. 6525-6531.
- Paduan, J.D. and Rosenfeld, L.K. (1996) Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore-based HF radar (Coastal Ocean Dynamics Application Radar). *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 20669-20686.
- Peterson, I. (1987) A snapshot of the Labrador current inferred from ice-floe movement in NOAA satellite imagery. *Atmosphere-Ocean*, vol. 25, p. 402-415.
- Pope, P.A. and Emery, W.J. (1994) Sea surface velocities from visible and infrared Multispectral Atmospheric Mapping Sensor (MAMS) imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, p. 220-223.
- Romeiser, R., Breit, H., Eineder, M., Runge, H., Flament, P., de Jong, K. and Vogelzang, J. (2003a) Validation of SRTM-derived surface currents off the Dutch coast by numerical model results. *In Proceedings of the 2003 International Geoscience And Remote Sensing Symposium*. Toulouse, France, 21-25 juillet 2003, Institute of Electric and Electronic Engineers, Piscataway (USA).
- Romeiser, R., Runge, H., Breit, H., Eineder, M., Flament, P. (2003b) Towards an operational spaceborne system for high-resolution current measurements in coastal areas. *In Proceedings of Oceans 2003*, San Diego, USA, 22-26 septembre 2003, Institute of Electric and Electronic Engineers, Piscataway (USA), p. 1524-1530.
- Romeiser, R. and Hirsch, O. (2001) Possibilities and limitations of current measurements by airborne and spaceborne along-track interferometric SAR. *In Proceedings of the 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Sydney, Australia, 9-13 juillet 2001, Institute of Electrical and Electronics Engineers, Piscataway (USA).
- Romeiser, R. and Thompson, D.R. (2000) Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, p. 446-458.
- Romeiser, R., Schwäbisch, M., Schulz-Stellenfleth, J., Thompson, D.R., Siegmund, R., Niedermeier, A., Alpers, W. and Lehner, S. (2002) Study on concepts for radar interferometry from satellites for ocean (and land) applications. *Hamburg University, Hamburg (Germany)*, <http://www.ifm.uni-hamburg.de/~romeiser/korolis.htm>.
- Shemer, L., Marom, M. and Markham, D. (1993) Estimates of currents in the nearshore ocean region using interferometric synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, p. 7001-7010.
- Shuchman, R.A., Rufenach, C.L., Gonzalez, F.I. and Klooster, A. (1979) The feasibility of measurement of ocean current detection using SAR data. *In Proceedings of the 13<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of the Environment*. Ann Arbor, USA, 23-27 avril 1979, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor (USA), p. 93-103.
- Simpson, J.J. and Gobat, J.I. (1994) Robust velocity estimates, stream functions, and simulated Lagrangian drifters from sequential spacecraft data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, p. 479-493.
- Svejkovsky, J. (1988) Sea surface flow estimation from Advanced Very High Resolution Radiometer and Coastal Zone Color Scanner satellite imagery: a verification study. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, p. 6735-6743.
- Thomas, J.P., Turner, J., Lachlan-Cope, T.A. and Corcoran, G. (1995) High resolution observations of Weddel sea surface currents using ERS-1 SAR sea-ice motion vectors. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 16, p. 3409-3425.

- Thompson, D.R. and Jensen, J.R. (1993) Synthetic aperture radar interferometry applied to ship-generated internal waves in the 1989 Loch Linnhe experiment. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, p. 10259-10269.
- Tokmakian, R., Streb, P.T. and McClean-Padman, J. (1990) Evaluation of the maximum cross-correlation method of estimating sea surface velocities from sequential satellite images. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, vol. 7, p. 852-865.
- Tonsmann, G., Tyler, J.M., Walker, N.D., Rouse, L. and Wiseman, W.J. (2002) A multiresolution algorithm for the estimation of oceanic surface velocity vector fields. *In* Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Miami, USA, 20-22 mai 2002, Veridian International, Arlington (USA).
- Trizna, D., Sletten, M., Allen, N. and Harris, R. (1998) On multifrequency INSAR measurements of surface currents using NUWSAR. *In* Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Remote Sensing of the Marine and Coastal Environments. San Diego, USA, 5-7 octobre 1998, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor (USA), p. 115-121.
- Van der Kooij, M., Hughes, W. and Sato, S. (1999) Doppler current velocity measurements: a new dimension to spaceborne SAR data. *In* Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Symposium on Operationalization of Remote Sensing. Enschede, The Netherlands, 16-20 août 1999.
- Vigan, X., Provost, C., Bleck, R. and Courtier, P. (2000a) Sea surface velocities from sea surface temperature image sequences. 1 : Method and validation using primitive equation model output. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, p. 19499-19514.
- Vigan, X., Provost, C. and Podesta, G. (2000b) Sea surface velocities from sea surface temperature images sequences. 2 : Application to the Brazil-Malvinas confluence area. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, p. 19515-19534.
- Wahl, D.D. and Simpson, J.J. (1991) Satellite derived estimates of the normal and tangential components of near-surface flow. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 12, p. 2529-2571.
- Wilson, K., Barber, D.G. and King, D.J. (2001) Validation and production of RADARSAT-1 derived ice-motion maps in the North Water (NOW) polynya, January-December 1998. *Atmosphere-Ocean*, vol. 39, p. 257-278.
- Yan, X.-H. and Breaker, L.C. (1993) Surface circulation estimation using image processing and computer vision methods applied to sequential satellite imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 59, p. 407-413.