

CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES SUR LA COTE NORD-BRETAGNE

Pierre GARREAU

Programme d'étude :

Cartographie des zones sensibles à l'eutrophisation

Février 1993



DEL/93-02

IFREMER
 Centre de BREST
 S.D.P.
 B.P. 70
 29280 PLOUZANE
 Tél : 98.22.40.40
 Télex : 940 627

DIRECTION DE L'ENVIRONNEMENT ET DE
 L'AMENAGEMENT LITTORAL (DEL)
 Laboratoire Hydrodynamique et Sédimentologi

AUTEUR(S) : GARREAU Pierre		CODE : N° <u>DEL-93.02</u>
TITRE CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES SUR LA COTE NORD BRETAGNE		Date : Février 1993 Tirage nb : 10
CONTRAT (intitulé) N° <u>F/002</u> <u>B6618/89/07</u>	Cartographie des zones sensibles à l'eutrophisation. Cas des côtes Bretonnes	<u>DIFFUSION</u> Libre

<p><u>RESUME</u></p> <p>Un modèle numérique est utilisé pour décrire l'advection et le mélange à long terme dus à la marée le long des côtes nord-Bretagne. Une cartographie détaillée est proposée.</p> <p><u>ABSTRACT</u></p> <p>A numerical model is performed to describe the tidal effect on long term transportation and mixing along the North Brittany coast.</p>
<p>Mots-clés : Bretagne nord, courants résiduels, marée.</p>
<p>Key words : North Brittany, residual current, tide.</p>



Ifremer institut français de recherche pour l'exploitation de la mer

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
I - EQUATIONS ET MODELE NUMERIQUE	3
<i>1.1. Equations du mouvement</i>	3
<i>1.2. Modélisation numérique</i>	3
II - DESCRIPTION DE LA ZONE	6
III - PARAMETRES PHYSIQUES	6
<i>3.1. Vitesse maximum instantanée</i>	7
<i>3.2. Paramètre de dispersion horizontal</i>	7
<i>3.3. Indice de stratification</i>	9
<i>3.4. Vitesse résiduelle lagrangienne</i>	10
<i>3.5. Temps de résidence</i>	13
IV - CARTOGRAPHIE DETAILLEE DES COURANTS RESIDUELS ET DES CAPACITES DISPERSIVES	15
V - CONCLUSION	17
VI - BIBLIGRAPHIE	19
ANNEXES	20

INTRODUCTION

La marée est le phénomène hydrodynamique majeur de la côte Nord-Bretagne. Les courants peuvent atteindre 1 m/s et le marnage varie de 5 m à plus de 10 m. En soutien à une cartographie des zones sensibles à l'eutrophisation, cette étude recense les caractéristiques hydrodynamiques de la zone côtière. L'outil est une modélisation numérique des masses d'eau soumises à une marée moyenne (coefficient de 70 environ) dans des conditions de vent nul.

En concertation avec les autres intervenants de ce dossier, les critères suivants ont été retenus pour leur action sur les processus biologiques :

- . la vitesse maximum atteinte par le courant de marée au cours d'un cycle,
- . un critère de stabilité verticale donnant une idée de la stratification de la colonne d'eau,
- . un paramètre de diffusion horizontale caractérisant la capacité de mélange des masses d'eau,
- . la vitesse résiduelle lagrangienne quantifiant le mouvement à long terme des particules d'eau,
- . le temps de résidence d'une particule d'eau dans une zone donnée.

On notera que parfois l'information donnée par chacun de ces critères est redondante (une zone soumise à de fort courant de marée est aussi une zone non-stratifiée...).

Enfin, la notion de temps de résidence reste une notion difficile à définir. Il existe autant de définition de temps de résidence que de zones géographiques et de problèmes biologiques, chimiques ou physiques à résoudre.

I - EQUATIONS ET MODELE NUMERIQUE

1.1. Equation du mouvement

Le modèle physique choisi pour décrire la marée est un modèle intégré sur la verticale. Pour prendre en compte les grandes variations spatiales des courants et le fort marnage, les équations sont non-linéaires. Pour calculer les deux composantes horizontales des courants (u , v) et l'élévation de la surface libre (z) le système d'équation suivant a été utilisé :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial z}{\partial x} + A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - g \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{Kr^2 (H+z)^{4/3}}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial z}{\partial y} + A \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - g \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{Kr^2 (H+z)^{4/3}}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial(H+z)u}{\partial x} + \frac{\partial(H+z)v}{\partial y} = 0$$

$(H + z)$ représente la hauteur totale de l'eau de chaque instant. f est le facteur de Coriolis et g l'accélération de la pesanteur. Le frottement sur le fond, et la diffusion turbulente horizontale sont paramétré par les constantes kr^2 (coefficient de Strickler) et A .

1.2. Modélisation numérique

Le modèle numérique utilisé est un schéma aux différences finies, semi-implicite en direction alternée (Peaceman and Rachford, 1955). Pour obtenir une bonne représentation des baies du littoral, la taille de la maille est $\Delta x = \Delta y = 500$ m. L'importance des courants, à des profondeurs relativement importante (≈ 1 m/s pour $H \approx 90$ m), conduit a un pas de temps assez contraignant ($\Delta t = 11,5$ s) pour obtenir la stabilité. Les limites du domaine étudié sont :

- en longitude - 4.675 (W) 1.328 (W)
- en latitude 48.404 (N) 49.173 (N)

Soit un domaine approximativement rectangulaire de 250 km x 90 km. Les conditions limites ouvertes sont donnée en élévations ; elles résultent d'un modèle régional englobant l'ensemble du plateau continental nord-Européen (Salomon et Breton, 1990). Enfin, le code de

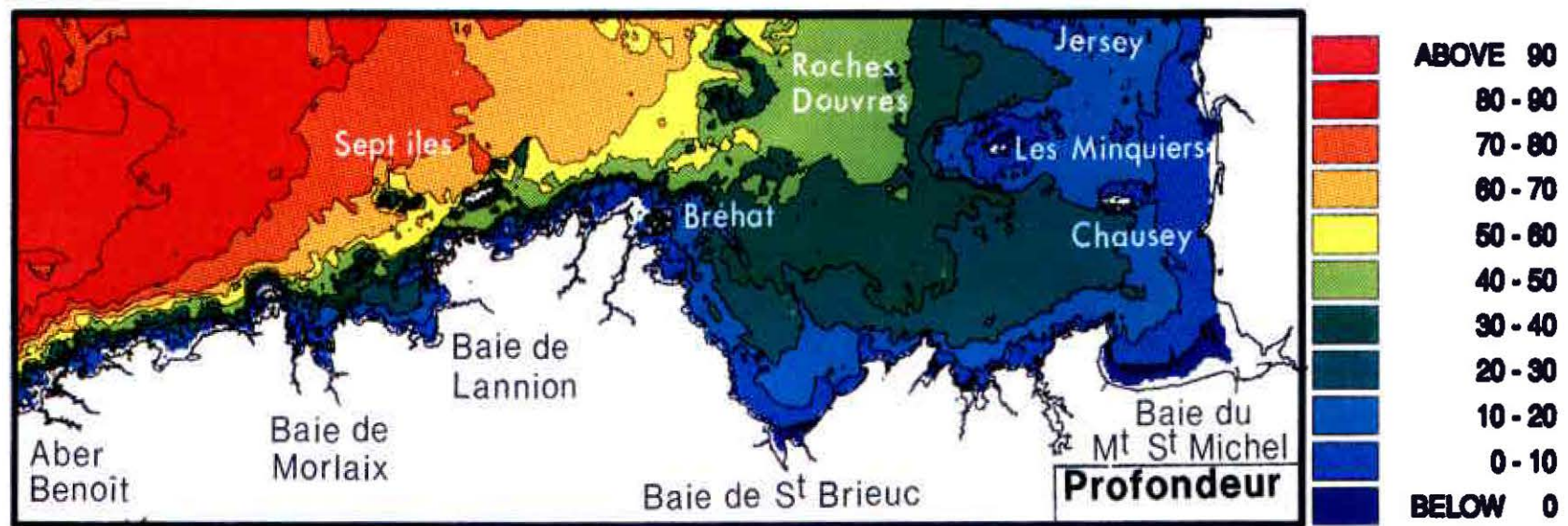


Figure 1 : Domaine d'étude et topographie du fond.

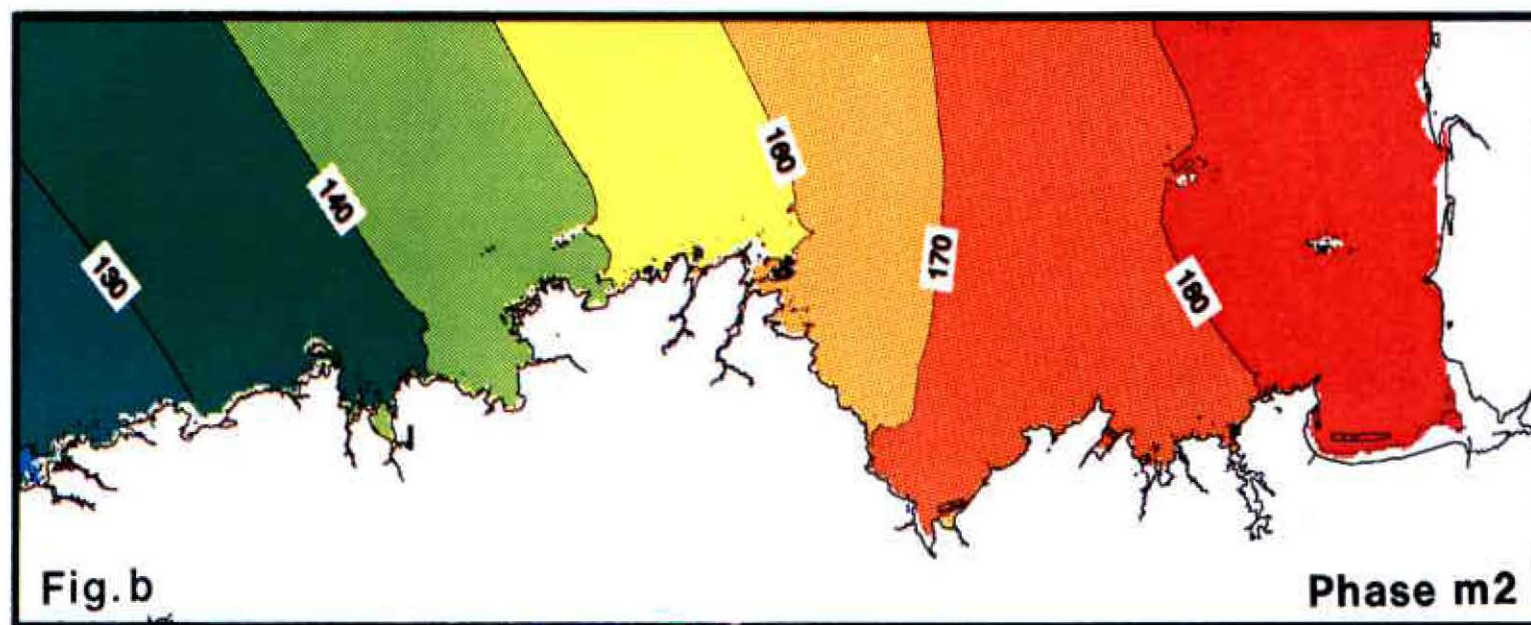
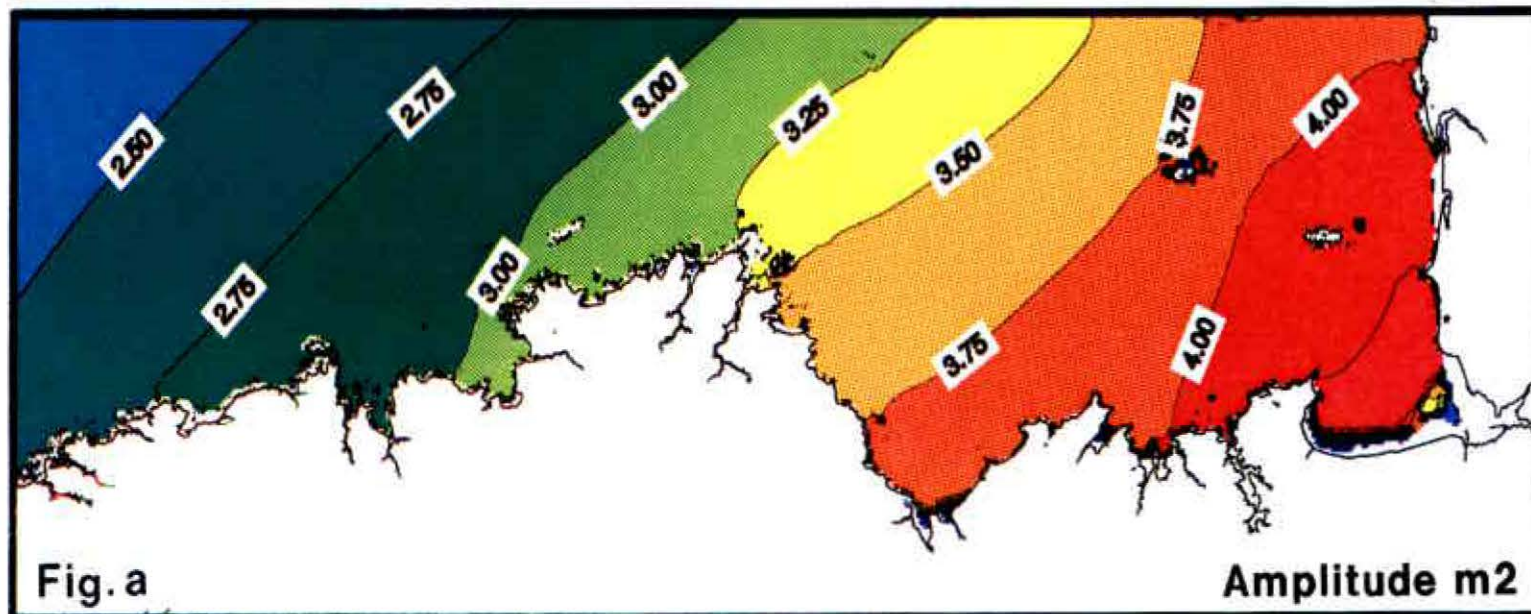


Figure 2 : Lignes d'isoamplitude exprimées en mètre (a) et d'isophases exprimées en degrés (b) pour l'onde M_2 .

calcul utilisé permet le traitement des bancs découvrants (de l'estran), importants dans ces zones de fort marnage.

II - DESCRIPTION DE LA ZONE

Géographiquement, les résultats couvrent la zone côtière Nord-Bretagne de l'Aber Benoît à l'ouest au fond de la baie du Mont-Saint-Michel à l'est et l'île de Jersey au nord. La topographie (fig. 1) révèle à l'ouest une zone profonde (typiquement 80 m) et une bande côtière ($H < 30$ m) très étroite tandis qu'à l'est, le golfe Normano-Breton est caractérisé par des profondeurs inférieures à 50 m. L'amplitude de l'onde M_2 (soit un 1/2 marnage) augmente d'ouest en est (fig. 2a) et varie de 2,25 m à l'ouvert de la Manche à plus de 4,25 m au fond de la baie du Mont-Saint-Michel. La carte des phases (fig. 2b) indique que l'onde de marée progresse d'ouest en est et que le retard du fond du golfe Normano-Breton sur la région des Abers est d'environ 2 h 30 mn. Ces deux résultats sont en accord avec les travaux antérieurs sur le sujet (Chabert d'Hyères et Le Provost, 1978 ; Fornerino, 1982). On note cependant une légère surestimation des amplitudes dans la partie est du domaine. Ce défaut, également présent dans le modèle régional, est de l'ordre de 5 %. Pour ce qui concerne l'étude du mélange et de l'advection à long terme, on considère ici que la marée M_2 est suffisamment bien reproduite par le modèle.

III - PARAMETRES PHYSIQUES

La description du transport par la marée d'un polluant ou d'une substance dissoute pour un rejet donné et sur une courte durée (quelques cycles) est relativement facile à modéliser par la résolution d'une équation d'advection dispersion. Dans le cas présent puisqu'il faut décrire une vaste zone et étudier la sensibilité à l'eutrophisation de certaines baies, une approche plus globale doit être réalisée. Nous allons dégager de l'hydrodynamique de la région quelques critères permettant de se faire une première idée du transport et du mélange à long terme (c'est-à-dire sur plusieurs marées) des masses d'eau. Parmi les nombreux critères disponibles dans la littérature, nous en avons choisis cinq :

- La vitesse maximum instantanée,
- la capacité dispersive (horizontale),
- l'indice de stratification vertical,
- les vitesses résiduelles lagrangiennes,
- le temps de résidence.

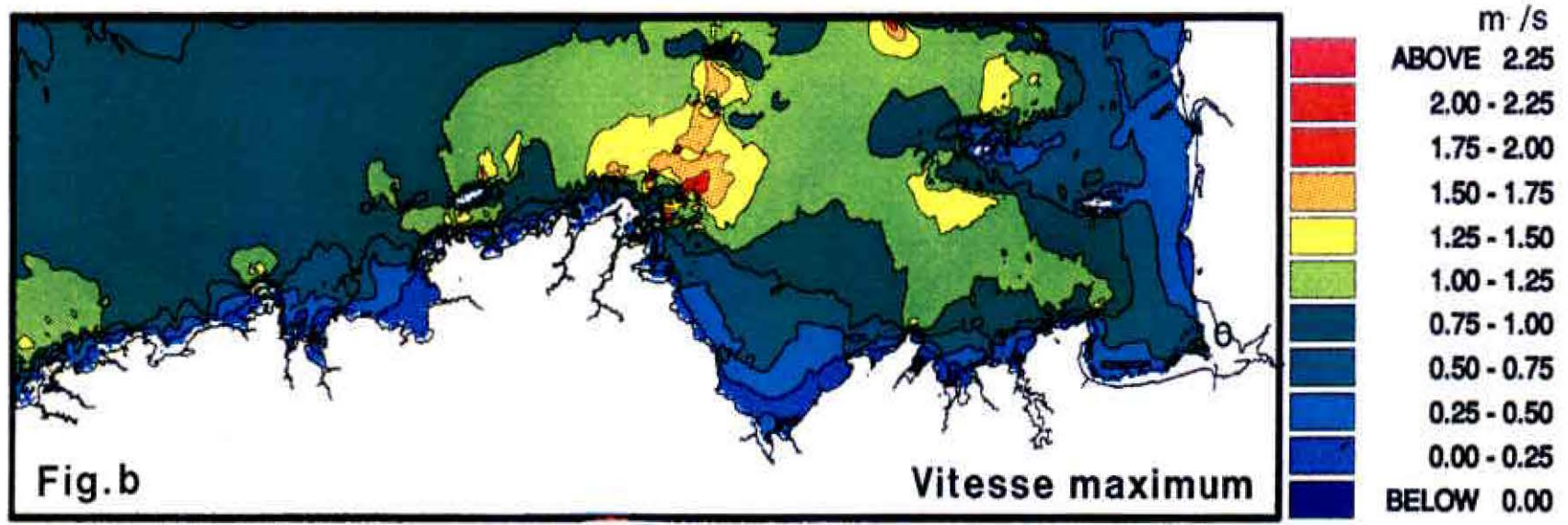
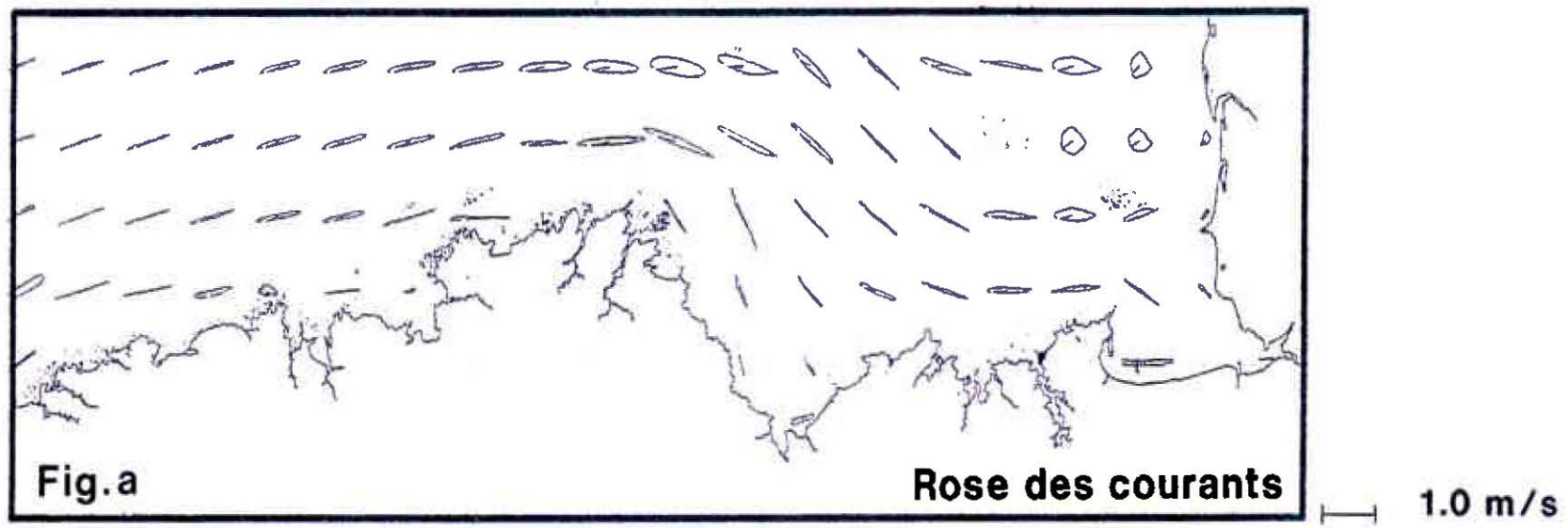


Figure 3 : Hodographe instantané des courants de marée (a). Intensité maximum du courant atteinte au cours d'un cycle de marée (b).

3.1. La vitesse maximum instantanée

Au cours d'une marée l'hodographe des vitesses instantanées décrit une courbe communément appelée ellipse de courants (fig. 3a). On remarque que la vitesse passe par une intensité maximum et que la vitesse minimum n'est pas forcément nulle. La cartographie des intensités maximum des courants (fig. 3b) montre que celles-ci peuvent dépasser 1.5 m/s. La principale zone de fort courant se situe entre Bréhat et les Roches Douvres.

On remarque d'autres zones de forts courants dues aux effets de cap ou de chenaux (île de Batz, les Sept îles, Cap Fréhel, Pointe du Grouin, autour des Minquiers). Du point de vue des masses d'eau, les zones de vitesse maximum sont des zones de forte turbulence, de grand brassage horizontal et vertical. Ce sont aussi des zones où l'excursion de marée est la plus grande, mais pas forcément des zones de fort renouvellement des masses d'eau. Il faut enfin noter qu'en absence d'estuaire important, les maxima des courants restent faibles au fond des baies sauf dans une certaine mesure dans la baie du Mont-Saint-Michel où l'estran est très important ($V_{\max} \approx 0,5$ m/s).

L'excursion de marée (l'amplitude du déplacement d'une particule d'eau au cours d'un cycle de marée) est approximativement donné par :

$$E \approx \frac{T \cdot U_{\max}}{2\pi}$$

T est la période de la marée

U_{\max} est le maximum de vitesse instantanée.

Pour $U_{\max} = 1$ m/s l'excursion de marée est environ :

$$E \approx \frac{44712 \times 1}{2\pi} \approx 7.10^3 \text{ m}$$

3.2. Paramètre de dispersion horizontal

Dans les écoulements naturels la part prépondérante du mélange est dû aux cisaillements de courants dans le plan horizontal et vertical. Il est difficile d'appréhender dans une vue globale l'effet du cisaillement horizontal, celui-ci est à la fois dû aux gradients instantanés de vitesses horizontales et à la "convection différentielle" traduisant les trajectoires différentes que peuvent suivre deux particules initialement voisines. On peut montrer (Bowden, 1983) que le

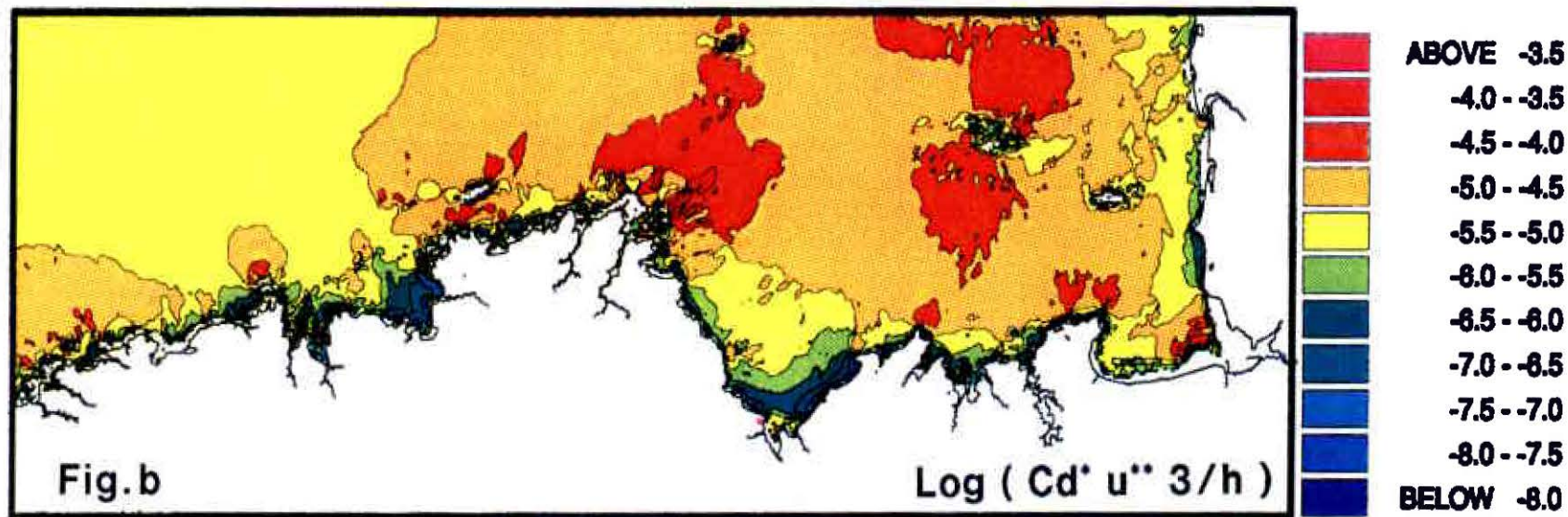
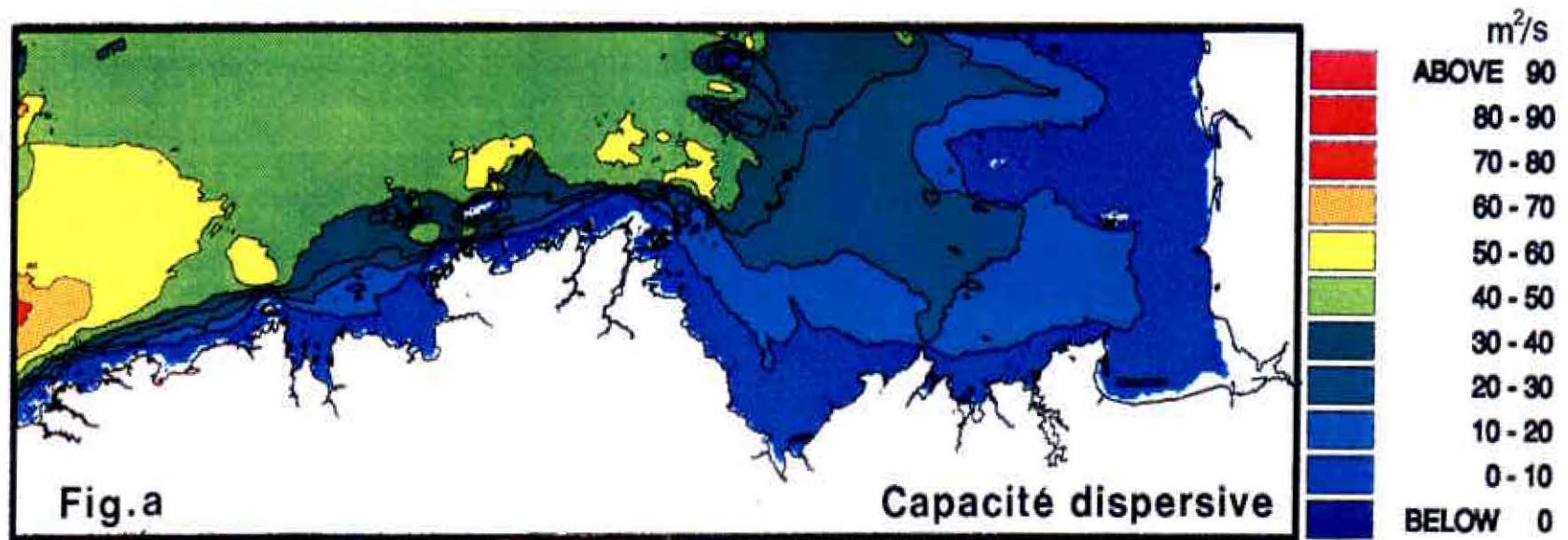


Figure 4 : Capacité dispersive due au cisaillement vertical. (a) Indice de stratification (b).

coefficient de dispersion longitudinal généré par le cisaillement vertical des courants est proportionnel à UH . Nous reprendrons ce résultat en moyenne en posant :

$$K_x = \alpha \overline{UH}$$

ou α est un coefficient sans dimension $0,25 < \alpha < 1$

et \overline{UH} est la moyenne sur une période des débits instantanés.

Nous avons obtenu ainsi un critère donnant une première approximation ($\alpha = 1$) du mélange à long terme (fig. 4a). En comparant avec la carte des vitesses maximum (fig. 3b) il apparaît que les zones de fort mélange horizontal sont également souvent celles des maxima de courant. D'une manière générale, les fonds de baie sont peu propices au mélange. La baie de Lannion, la partie est de la baie de Saint-Brieuc et d'une manière moindre la côte du Cotentin sont des zones où le mélange par cisaillement vertical est plutôt faible.

3.3. Indice de stratification

Sous nos latitudes, la période estivale peut amener un réchauffement des couches superficielles de l'océan en créant une thermocline saisonnière. Néanmoins, cette structure thermique peut être détruite par un mélange vertical dû à l'effet des forts courants de marée. Il apparaît intuitivement que plus la profondeur est grande et les courants faibles, plus le développement de la thermocline sera possible. Inversement, par petite profondeur et fort courants de marée, la stabilité verticale est détruite par la turbulence verticale. Basé sur des considérations énergétiques, un critère pratique de stabilité verticale (existence ou absence de thermocline) a été appliqué par Simpson et Hunter (1974) en Mer d'Irlande puis utilisé par Pingree (1980) pour décrire la Manche :

$$S = \text{Log}_{10}(\overline{C_d |u^3|} / H)$$

u est le module de la vitesse instantanée

$C_d = 2.5 \cdot 10^{-3}$ est un coefficient de frottement sans dimension.

H est la profondeur

$\overline{\quad}$ signifie une moyenne sur une période ; u est H sont exprimé en ms^{-1}

Une valeur de S inférieure à $-5,5$ autorise la formation d'une thermocline. Dans la zone d'étude (fig. 4b), S est compris entre $-3,5$ et $-8,0$ et cependant aucune stratification thermique saisonnière stable n'est prédite par le modèle. Les faibles valeurs de S ($< -5,5$) au voisinage immédiat des côtes (baie de Saint-Brieuc, baie de Lannion) n'implique pas l'existence d'une thermocline saisonnière. Il faut en effet tenir compte dans ces zones à faibles profondeurs de l'effet prédominant de la houle dans le mélange vertical. Ces secteurs à faibles valeurs de S correspondent assez bien aux zones littorales touchées par des proliférations d'algues. En conclusion, sous l'effet de la seule marée, l'ensemble de la zone est bien brassée verticalement et aucune thermocline saisonnière stable n'est attendue. Cependant dans certains fonds de baies, autour des mortes eaux et par des situations météorologiques stables, une thermocline transitoire a été observée.

3.4. Vitesse résiduelle lagrangienne

Au cours d'une marée une particule d'eau décrit, sous l'effet des courants de marée, une trajectoire. Généralement elle ne revient pas après un cycle complet au même endroit. Ce décalage traduit un mouvement moyen, c'est-à-dire intégré sur la période de marée. Cette vitesse de déplacement moyen est appelée vitesse résiduelle lagrangienne. En terme "mathématique" on peut toujours écrire que la position instantanée $\bar{x}(t)$ d'une particule d'eau est la somme d'une position moyenne sur une période encadrant l'instant t , $\bar{X}(t)$, et d'une perturbation décrivant le mouvement oscillant de la marée instantanée $\bar{\xi}(x, t)$

$$\bar{x}(t) = \bar{X}(t) + \bar{\xi}(x, t)$$

avec : $\bar{X}(t) = \frac{1}{T} \int_{t-\tau/2}^{t+\tau/2} \bar{x}(t) dt$ T période de la marée

et $\int_{t-\tau/2}^{t+\tau/2} \bar{\xi}(x, t) dt = 0$

C'est la vitesse de déplacement de cette position moyenne $X(t)$ qui traduit le mouvement advectif à long terme d'une particule d'eau. C'est une approximation de cette méthode (Salomon *et al.*, 1988) qui est appliquée ici. Le lecteur trouvera également dans une publication d'Andrew et Mc Intyre (1978) quelques fondements théoriques à la méthode. On obtient ainsi (fig. 5a) un champs de vitesse indépendant de l'instant de départ des particules. On remarque que

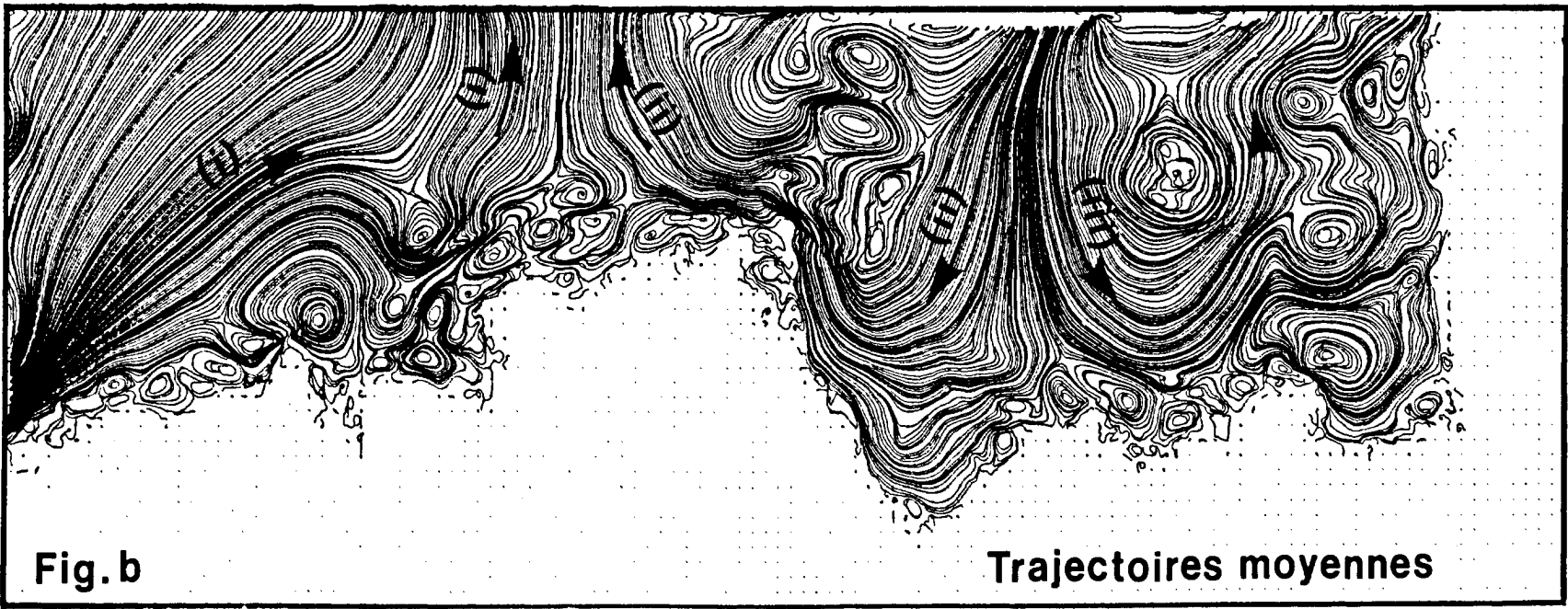
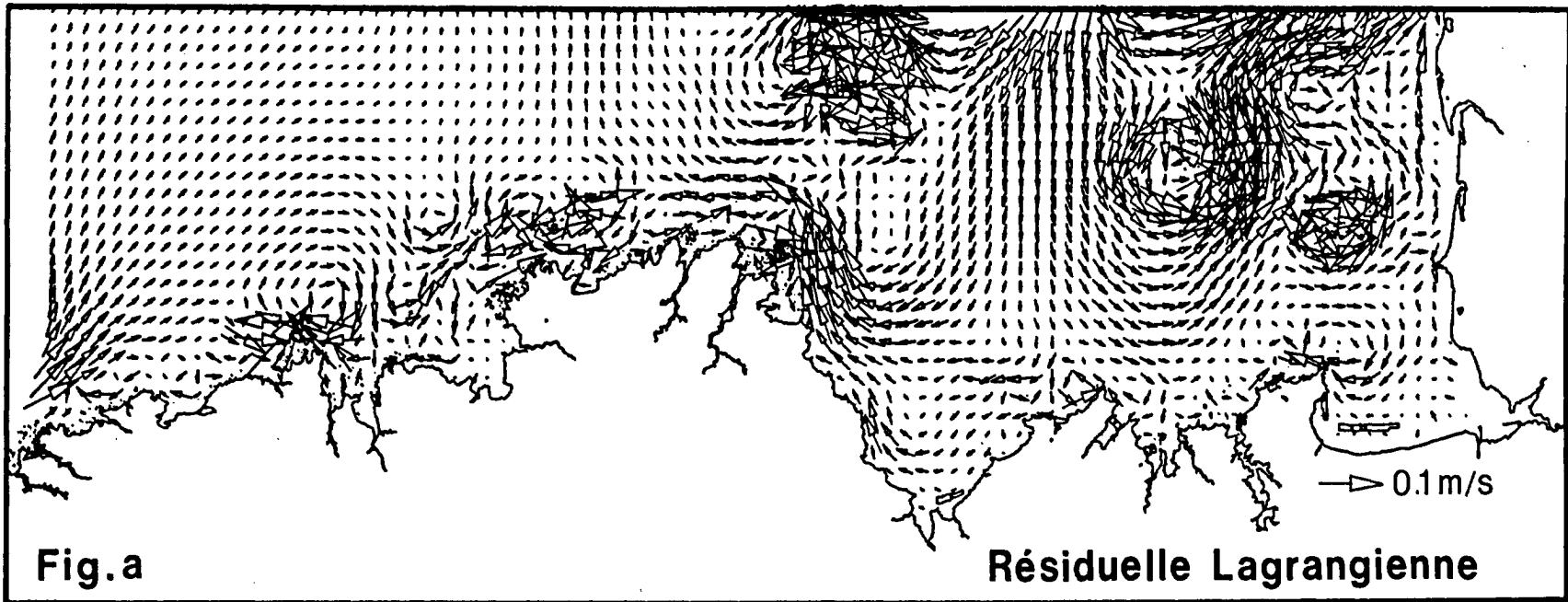


Figure 5 : Courant résiduel lagrangien par la méthode barycentrique (a). Trajectoire moyenne à long terme des colonnes d'eau (b)

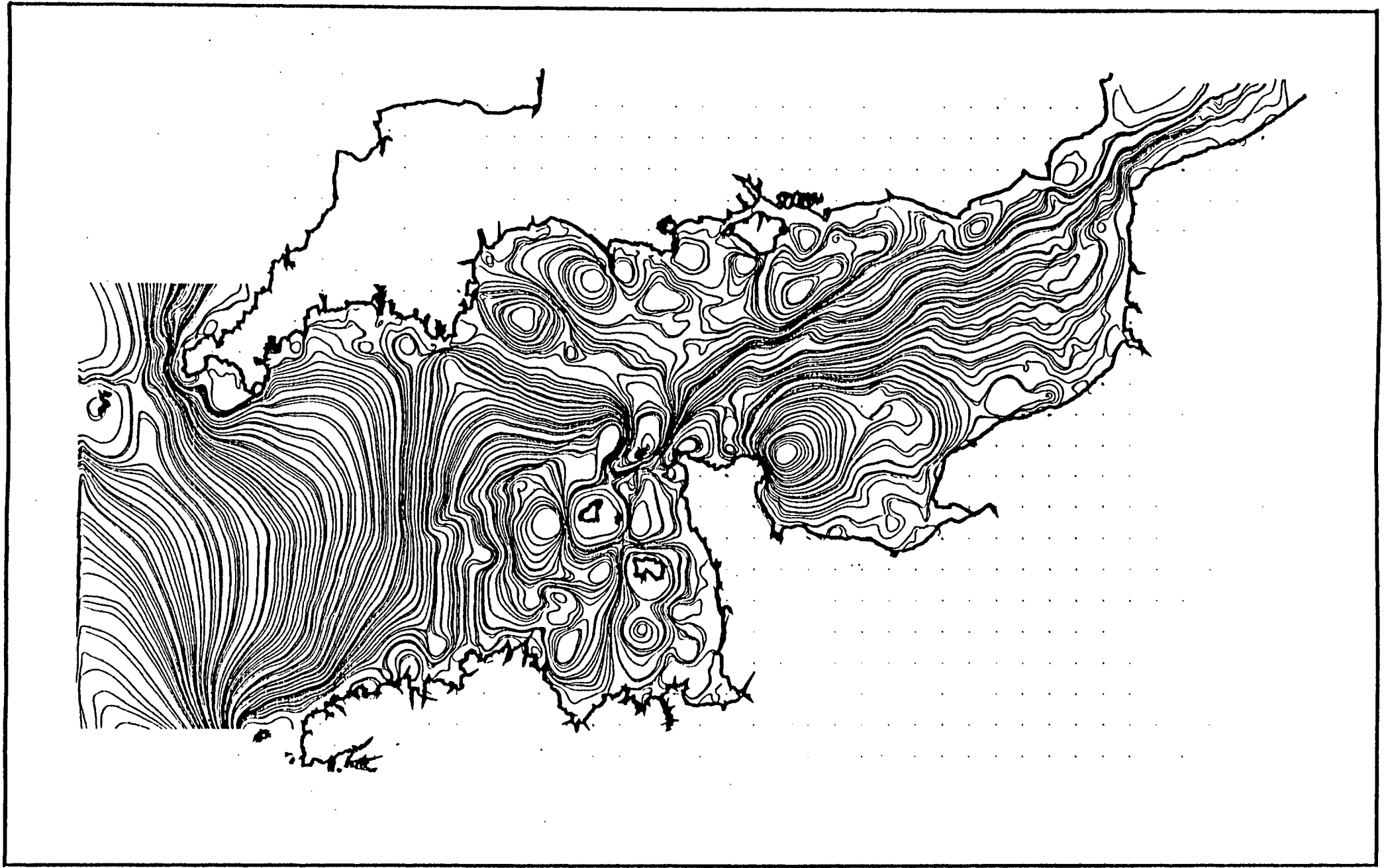


Figure 6 : Trajectoire moyenne à long terme dans la Manche (d'après Salomon et Breton, 1990).

ces courants sont faibles et que les maxima (de l'ordre de 0,1 m/s) sont situés autour des îles et bancs rocheux ainsi qu'au voisinage des caps. Il est possible de tracer (fig. 5b) les trajectoires moyennes des particules d'eau. Deux échelles différentes de circulation résiduelle sont observables. La première concerne des petits tourbillons de diamètre inférieur ou égal à 20 kilomètres. Ils sont créés par les variations locales de la topographie ou de la côte. On les trouve derrière les caps ou les îles. Quand ils sont dans des zones de faibles mélanges (au fond d'une baie par exemple), ils peuvent piéger efficacement l'eau et les polluants associés. La baie de Lannion est un cas typique de ce genre de circulation résiduelle.

La seconde divise les eaux côtières en trois circulations différentes :

(i) Une eau océanique provenant de la mer celtique baigne la zone côtière jusqu'au Sept Îles puis remonte vers le nord,

(ii) située à la limite du golfe Normano-Breton, une autre masse d'eau descend vers le sud entre les Minquiers et les Roches Douvres, parcourt d'est en ouest la baie de Saint-Brieuc avant de se diriger vers le nord au niveau des Sept Îles.

(iii) une troisième masse parcourt le fond du golfe Normano-Breton dans le sens cyclonique autour de Jersey, Chausey et les Minquiers.

La figure 6 montrant la circulation résiduelle dans la Manche Occidentale donne une idée plus précise de la séparation des masses d'eau. Bien sûr, sous l'effet du vent, la position et la forme de ces grands tourbillons se modifient, mais leur "robustesse" aux conditions météorologiques est remarquable. Une signature thermique de ce comportement à grande échelle des masses d'eau est observable en période hivernale (Jegou et Salomon, 1991). D'un point de vue physique, ce "mur" apparent qui sépare les eaux océaniques de celles plus continentales du golfe Normano-Breton est une curiosité. Ce transport vers le nord n'est pas piégé par une variation de profondeur et l'explication semble devoir être recherchée plus dans la dynamique des ondes stationnaires (M2 et M4) que dans une interaction avec la topographie du fond.

3.5. Temps de résidence

La circulation et le mélange dans une baie ou une zone donnée est souvent décrite par un temps caractéristique. Plusieurs définitions (temps de résidence, temps de transit, temps de chasse...) existent dans la littérature (Hidetaka, 1981). La première étape est donc de définir précisément le type de problème à résoudre. Le volume considéré est-il une baie (critère

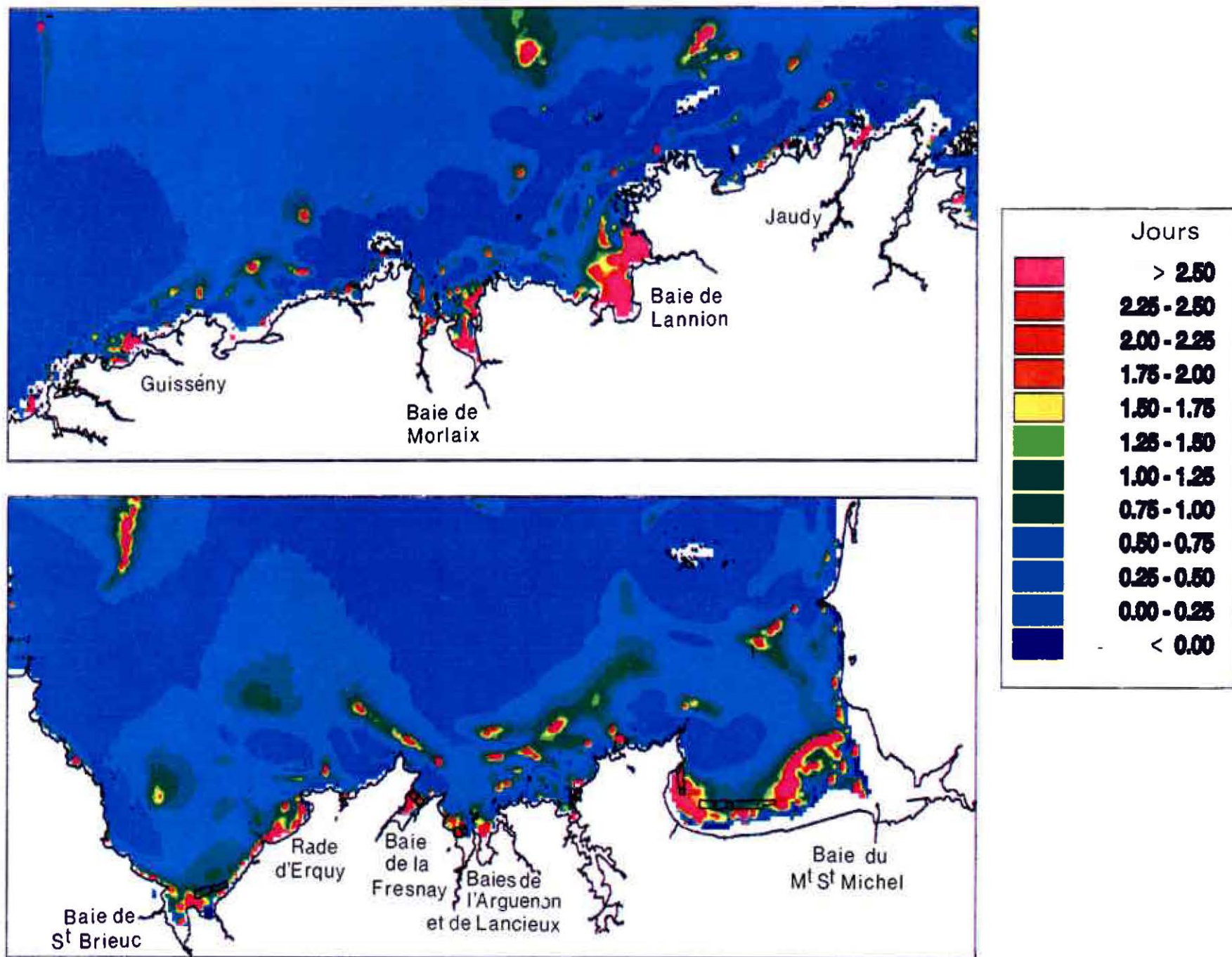


Figure 7 : Temps de résidence exprimé en jour. C'est le temps mis par une particule d'eau pour parcourir en moyenne $\Delta x = 500$ m.

géographique), un tourbillon (critère physique), ou une zone sensible (critère écologique) ? Le rejet du traceur est-il ponctuel ou diffus ? La matière dissoute est-elle conservative ou pas ? On voit aisément que chaque baie est un cas particulier et que chaque type de rejet entraîne une définition différente pour caractériser par un temps, le mélange et l'advection à long terme. La notion de temps de résidence n'est donc pas très adaptée à l'étude régionale et synoptique des conditions hydrodynamiques du Nord de la Bretagne. Néanmoins, dans ce rapport, on trouvera une définition minima du temps de résidence exprimé par :

$$t_{res} = \Delta x / V_L$$

avec : $\Delta x = 500 \text{ m}$

V_L = module de la vitesse résiduelle lagrangienne

C'est donc le temps que mettra "en moyenne" une colonne d'eau pour parcourir une distance équivalente à une maille du modèle (500 m). Ceci nous donnera une indication relative de la rapidité du passage d'une masse d'eau au dessus d'un endroit donné. Notons que ce résultat ne tient pas compte de la dispersion horizontale. Les centres des tourbillons et les fonds de baies sont caractérisés par des temps de résidence élevé (figure 7). On peut remarquer que certaines zones sont particulièrement à l'écart de la circulation résiduelle. Apparaissent ainsi d'ouest en est (et en rouge sur la figure 7) l'Aber Benoît, la baie de Guisseny, la Penzé, la partie est de la baie de Morlaix, la baie de Lannion, l'estuaire extérieur du Jaudy, la partie sud et est de la baie de Saint-Brieuc, la rade d'Erquy, la baie de la Fresnaye, la baie de l'Arguenon, la baie de Lancieux, les parties est et ouest-aval de la baie du Mont-Saint-Michel.

IV - CARTOGRAPHIE DETAILLEE DES COURANTS RESIDUELS ET DES CAPACITES DISPERSIVES

Deux critères parmi les paramètres physiques ont été retenus pour une cartographie détaillée de la zone. Il s'agit de la représentation vectorielle des courants résiduels lagrangiens (le renouvellement des masses d'eau par advection) et le paramètre de dispersion horizontale (le renouvellement des masses d'eau par une partie des mécanismes de mélange). Il faut retenir que des zones de faible mélange associées à des zones de faibles courants résiduels ou de petits tourbillons sont des zones où les masses d'eau (et leurs polluants) peuvent être efficacement piégées. On trouvera en annexe les cartes détaillées pour les zones suivantes :

- . des Sept Iles à Bréhat,
- . de l'île Vierge à l'île de Batz,

- . la baie de Morlaix et la baie de Lannion,
- . la baie de Saint-Brieuc,
- . du Cap Fréhel à la pointe du Grouin,
- . la baie du Mont-Saint-Michel.

Des Sept Iles à Bréhat

D'une manière générale, les courants de marée sont importants et le profil tourmenté de la côte et du fond génère certainement un bon brassage des masses d'eau. Néanmoins, la présence d'estuaire "assez profond" peut occasionner localement des temps de résidence assez important (Le Jaudy). La baie de Perros-Guirrec et l'anse de Paimpol sont ensuite les zones les plus sensibles.

De l'île Vierge à l'île de Batz

La zone est caractérisée par une étroite bande côtière (fond inférieur à 20 m) et par l'absence de baie profonde. Le mélange au large est important ; la circulation résiduelle laisse cependant à l'écart quelques fonds de baies :

- la baie de Guisseny,
- l'anse du Dossen.

Un tourbillon résiduel particulièrement actif est généré par un effet de Cap devant l'île de Batz.

La baie de Morlaix et la baie de Lannion

C'est un système de baie assez profond, entraînant une diminution des courants de marée et donc de la dispersion horizontale par cisaillement vertical. Un vigoureux tourbillon anticyclonique généré derrière l'île de Batz ainsi qu'un autre, cyclonique généré autour du plateau de la Meloine contribue au renouvellement des eaux dans la partie nord-ouest de la zone. La baie de Lannion et dans une moindre mesure la partie est de la baie de Morlaix sont des zones de stagnation des masses d'eau.

La baie de Saint-Brieuc

La circulation résiduelle de marée se fait d'est en ouest. Une intégration temporelle de celle-ci fait apparaître un temps de transit entre le cap d'Erquy et Brehat de l'ordre de 20 à 30 jours. Il n'y a pas vraiment de zones à l'écart de la circulation résiduelle (sauf la rade d'Erquy), mais on peut noter la faiblesse des courants résiduels dans la partie est et sud de la baie.

Du cap Fréhel à la Pointe du Grouin

A part les tourbillons générés par le cap Fréhel et la Pointe du Grouin, la circulation résiduelle est assez peu active. Ici encore, ce sont les baies profondes qui sont le moins propice au renouvellement des masses d'eau. Il s'agit de :

- la baie de la Fresnaye,
- la baie de l'Argenon et de Lancieux.

L'estuaire de la Rance est apparemment moins sensible.

La baie du Mont-Saint-Michel

La partie située sous la pointe du Grouin est la zone la plus sensible de la baie. Les courants résiduels y sont faibles. A l'est la situation est plus confuse du fait de l'importance de l'estran. Les maximums locaux de courants résiduels ne sont pas réalistes. Il faut retenir qu'en présence de larges estrans, une dynamique de "chasse" au moment du Jusant peut jouer un rôle prépondérant.

V - CONCLUSION

Cette étude synoptique des conditions de mélange et d'advection à long terme dues à la marée montre les informations que l'on peut extraire d'un tel modèle numérique régional. On y décèle des zones de "stagnation" des masses d'eau qui sont a priori des zones écologiquement plus sensibles que d'autres. Plus qu'un document final, cette étude est un outil à destination des autres intervenants de ce programme. Les résultats devront être confrontés aux observations

(eutrophisation, pollution par les nitrates, images satellites). Elles ne remplacent pas les études particulières de telle ou telle baie mais permettent une vue d'ensemble du littoral Nord-Bretagne, de cerner les éventuelles limites de modèles numériques d'extension plus restreinte.

Du point de vue de la physique, si la description des courants résiduels lagrangiens est une approche réaliste de l'advection à long terme, le paramètre de dispersion horizontal ne restitue qu'une partie des mélanges. L'effet de cisaillement horizontal des courants instantanés et résiduels lagrangiens n'a pas de traduction simple dans le champ résiduel.

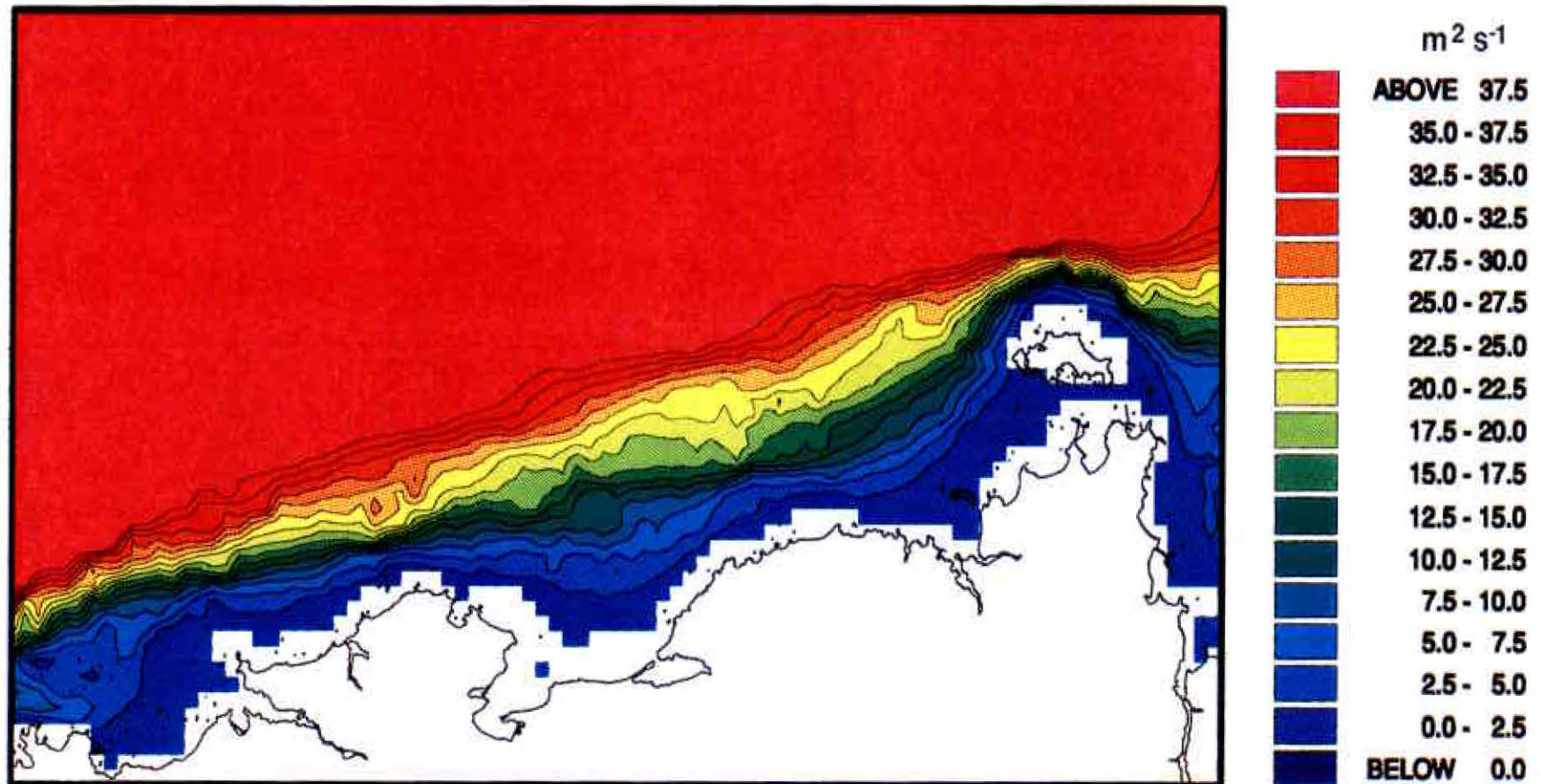
BIBLIOGRAPHIE

- Andrews D.G. and Mc Intyre M.E. (1978).
An exact theorie of non linear waves on a lagrangian-mean flow. *J. Fluid. Mech.* Vol. 89, part 4, pp. 609-646.
- Bowden K.F. (1983).
Physical oceanography of coastal waters. Ellis Howood Ltd ; 302 p.
- Chabert d'Hières G. et Le Provost C. (1978).
Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche. *Annales hydrographiques*, Vol. 6, Fasc.3.
- Fornierino M. (1982).
Modélisation des courants de marée dans la Manche. Thèse de Docteur-Ingénieur. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Grenoble, 267 p.
- Hidetaka Takeoka (1984).
Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental shelf Research*. Vol. 3, n° 3, 311-326.
- Jegou A.M., Salomon J.C. (1991).
Couplage image satellitaires-modèles numérique. Application à la Manche. *Oceanologica Acta*. Special issue 11, 55-62.
- Peaceman D.W., Rachford H.H. (1955).
The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *J. Soc. Indust. Applied Mathematics*, Vol. 3, n° 1, 28-41.
- Pingree R.D. (1980).
Physical oceanography of the Celtic Sea and English Channel. In hte North-west European shelf sea : Sea Bed and the Sea in Motion II. *Physical and chemical Oceanography and Physical Resource*. Elsevier Oceanography Series 638 p.
- Salomon J.C. and Breton M. (1990).
Modèle général du plateau continental nord européen. Rapport de programme CEE-MAST 890093, FLUXMANCHE, 20 pp.
- Salomon J.C., Guegueniat P., Orbi A., Baron Y. (1988).
A lagrangian model for long term tidally induced transport and mixing. Verification by artificial radionucleide concentration. In : Radionucleides : a tool for oceanography. J.C. Guary, P. Guegueniat et R.S. Pentreath, editeurs, *Elsevier Applied Science* : 384-395.
- Simpson J.H. and Hunter J.R. (1974).
Fronts in the Irish Sea. *Nature*, London, 250, 404-406.

ANNEXES

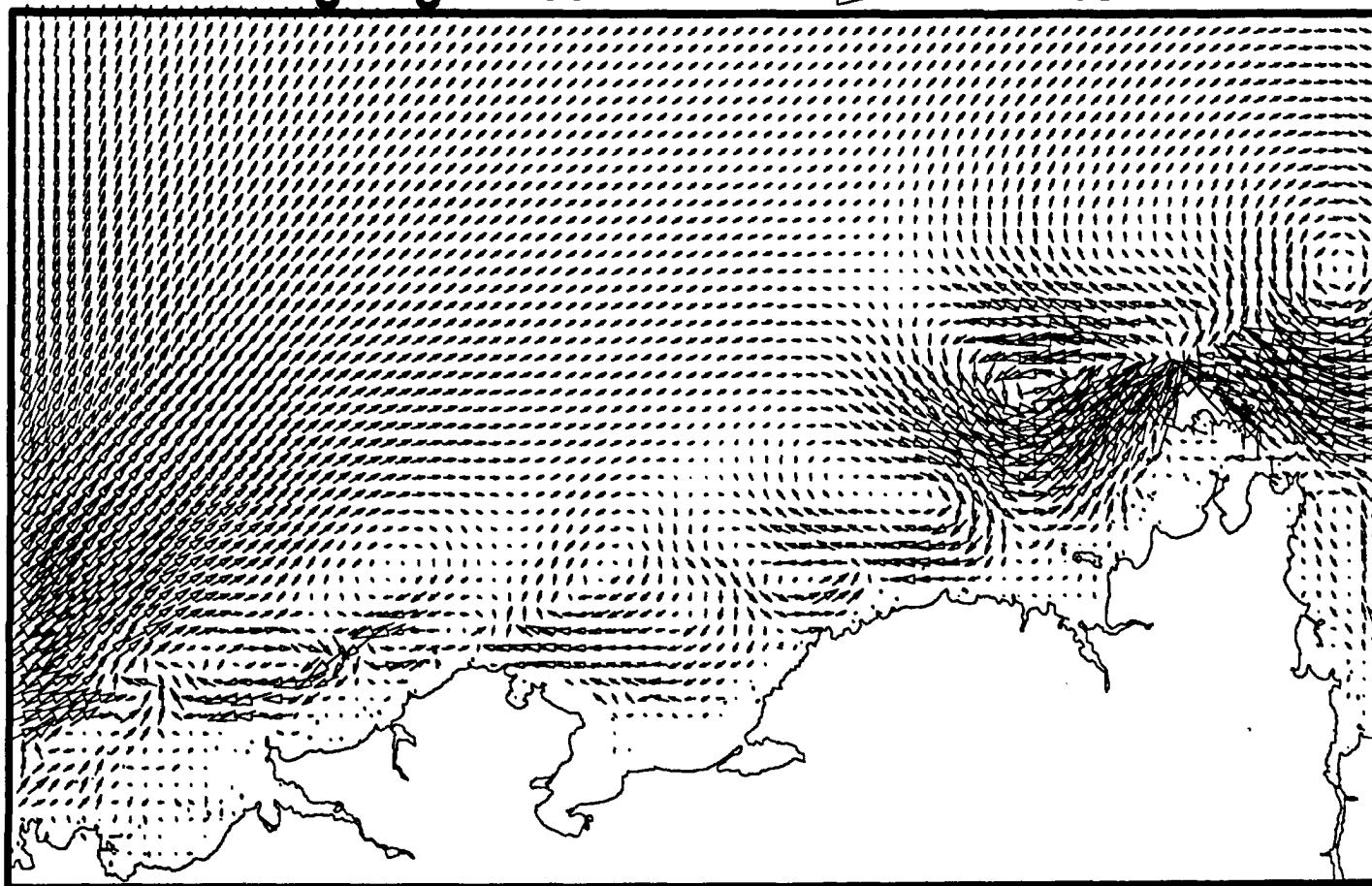
capacite dispersive

De l'île Vierge a l'île de Batz



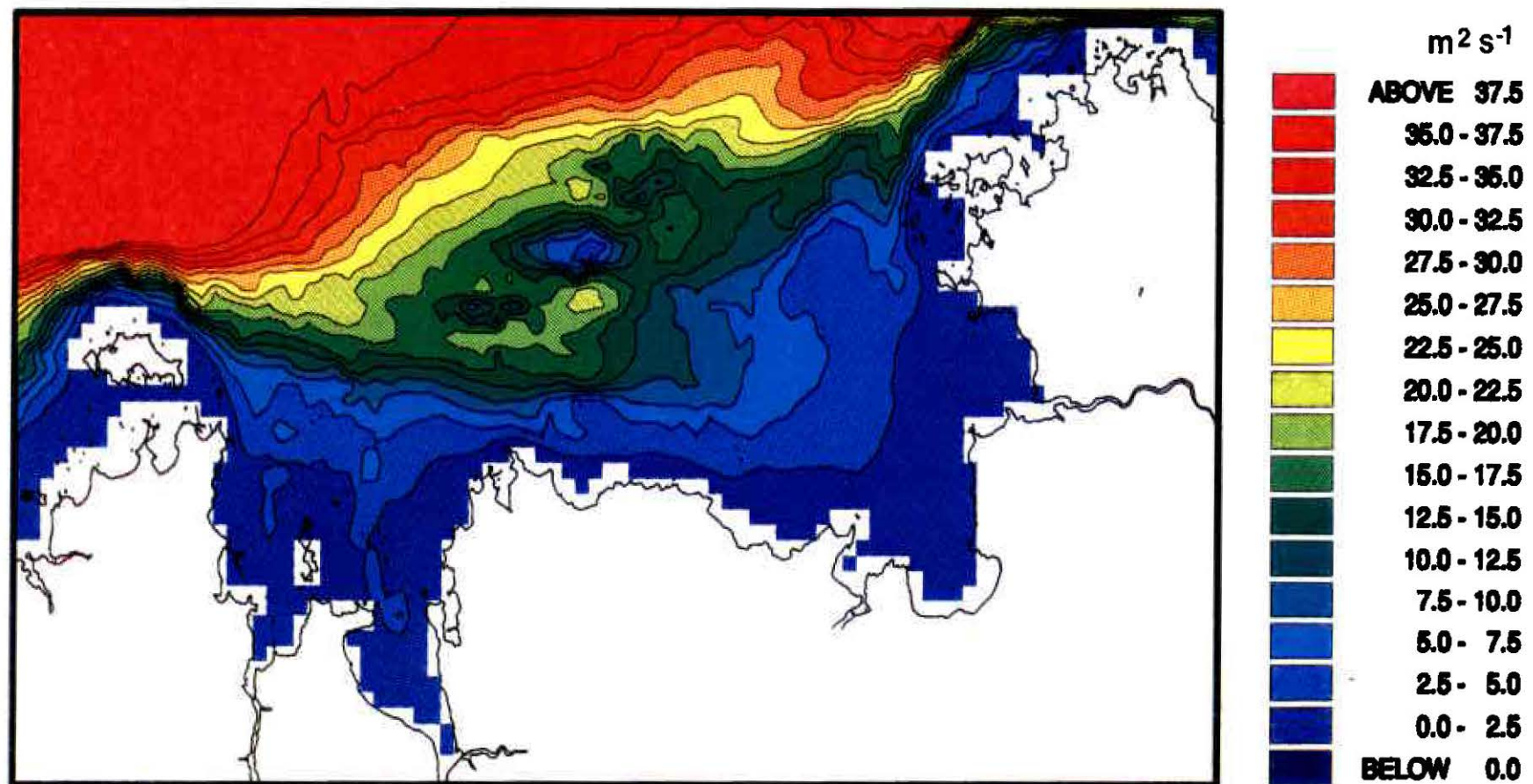
residuelles lagrangiennes

0.1 m/s



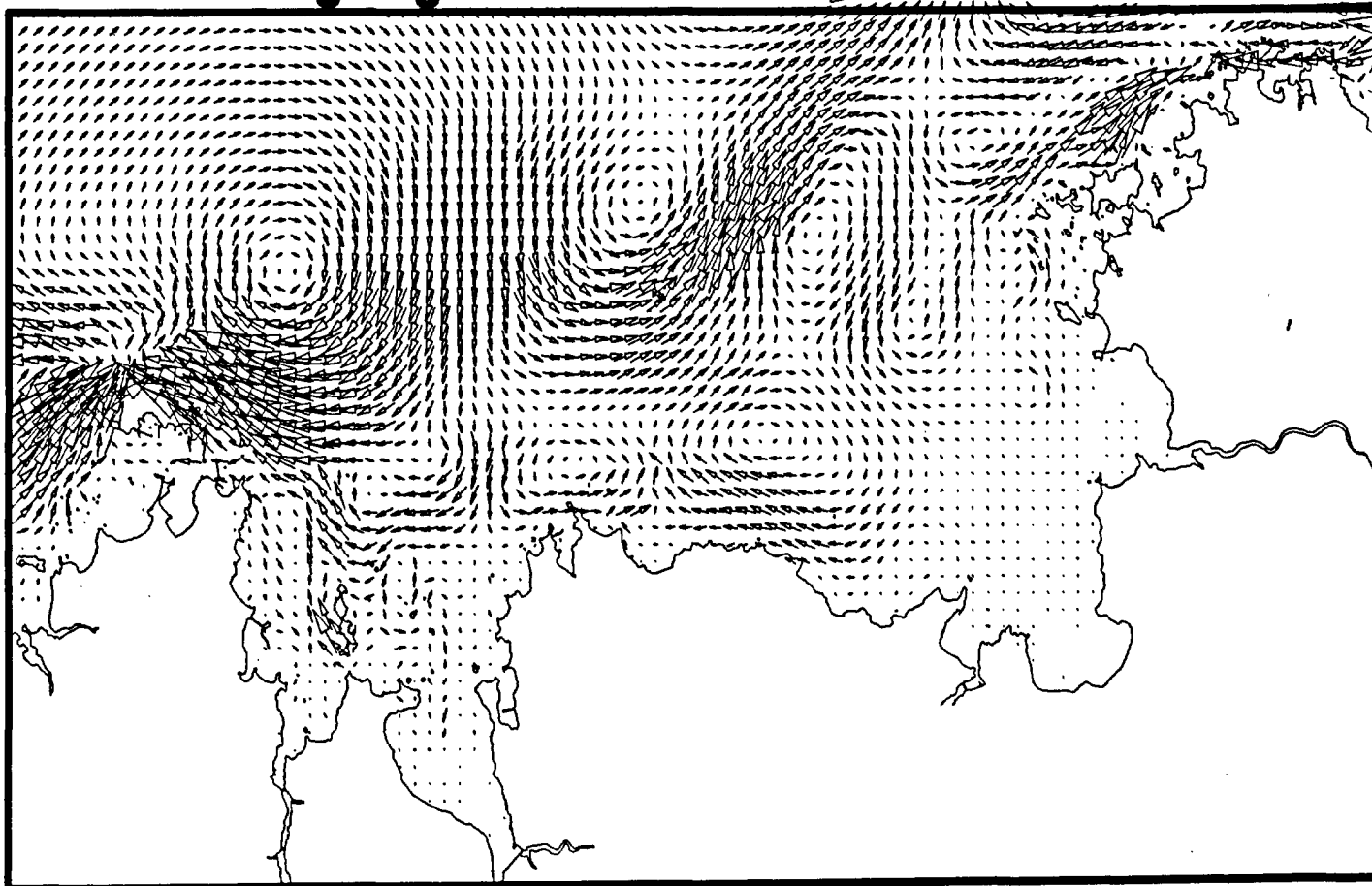
capacite dispersive

Baie de Morlaix - Baie de Lannion

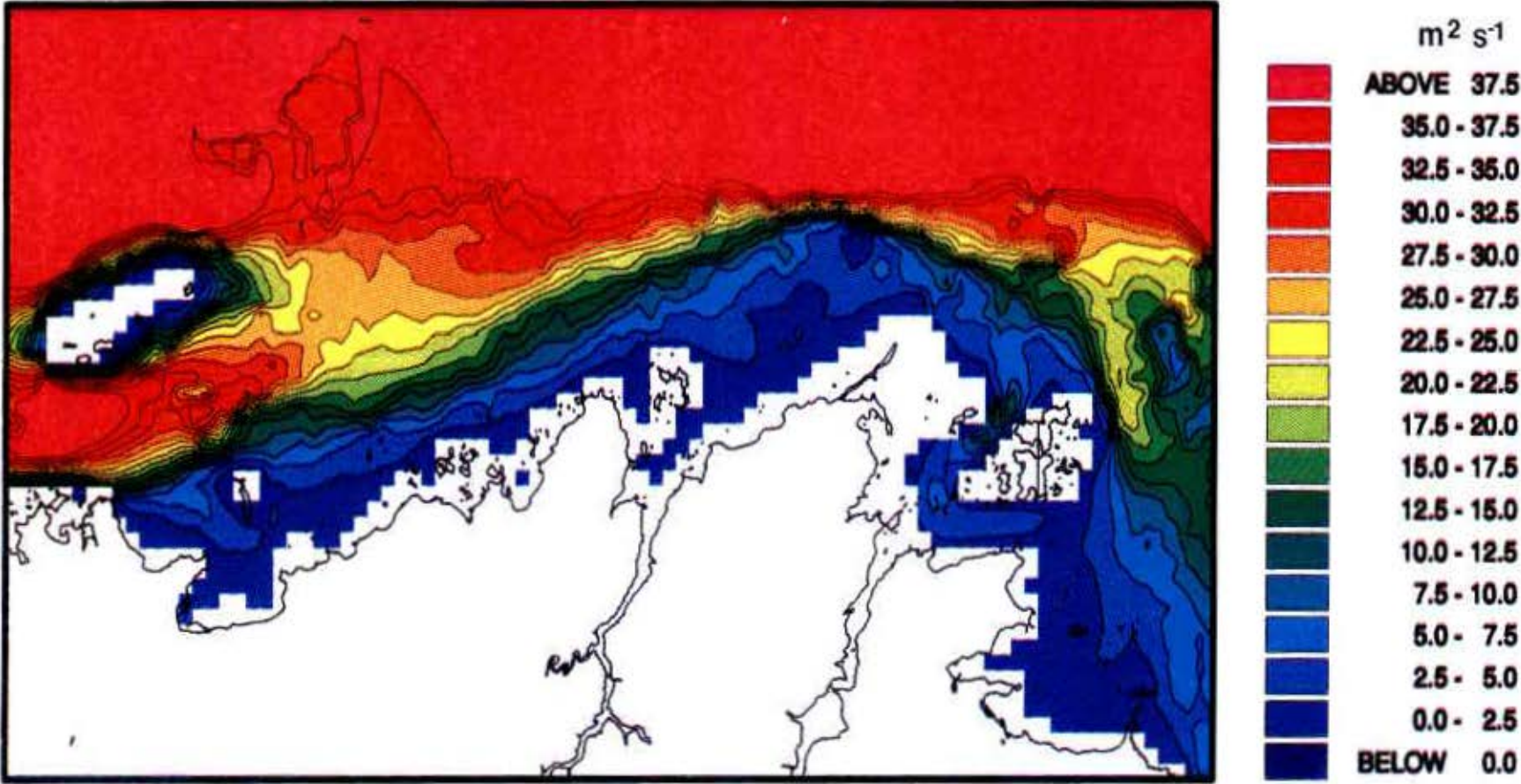


residuelles lagrangiennes

0.1 m/s



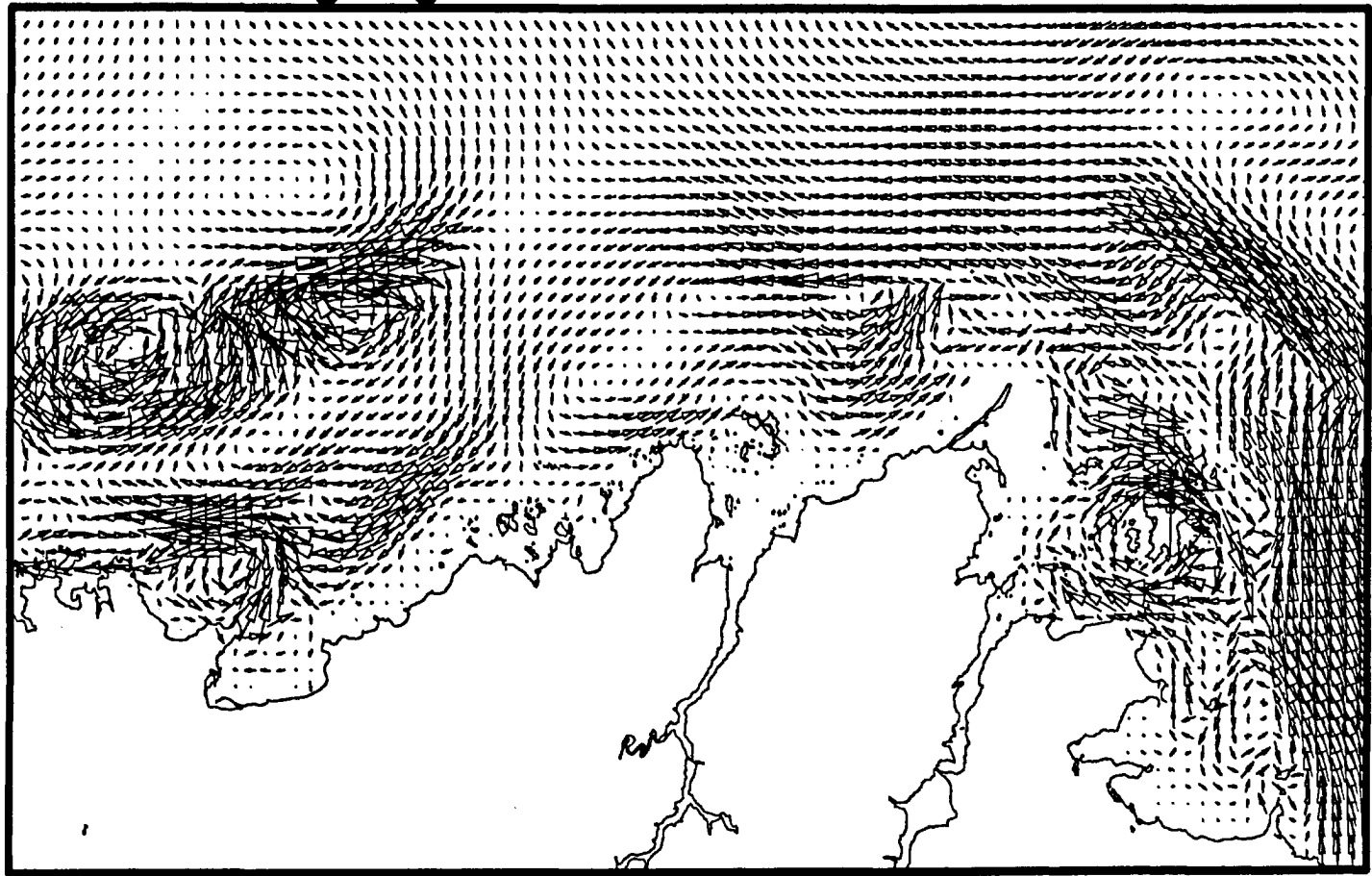
capacite dispersive
Des Sept Iles a Brehat



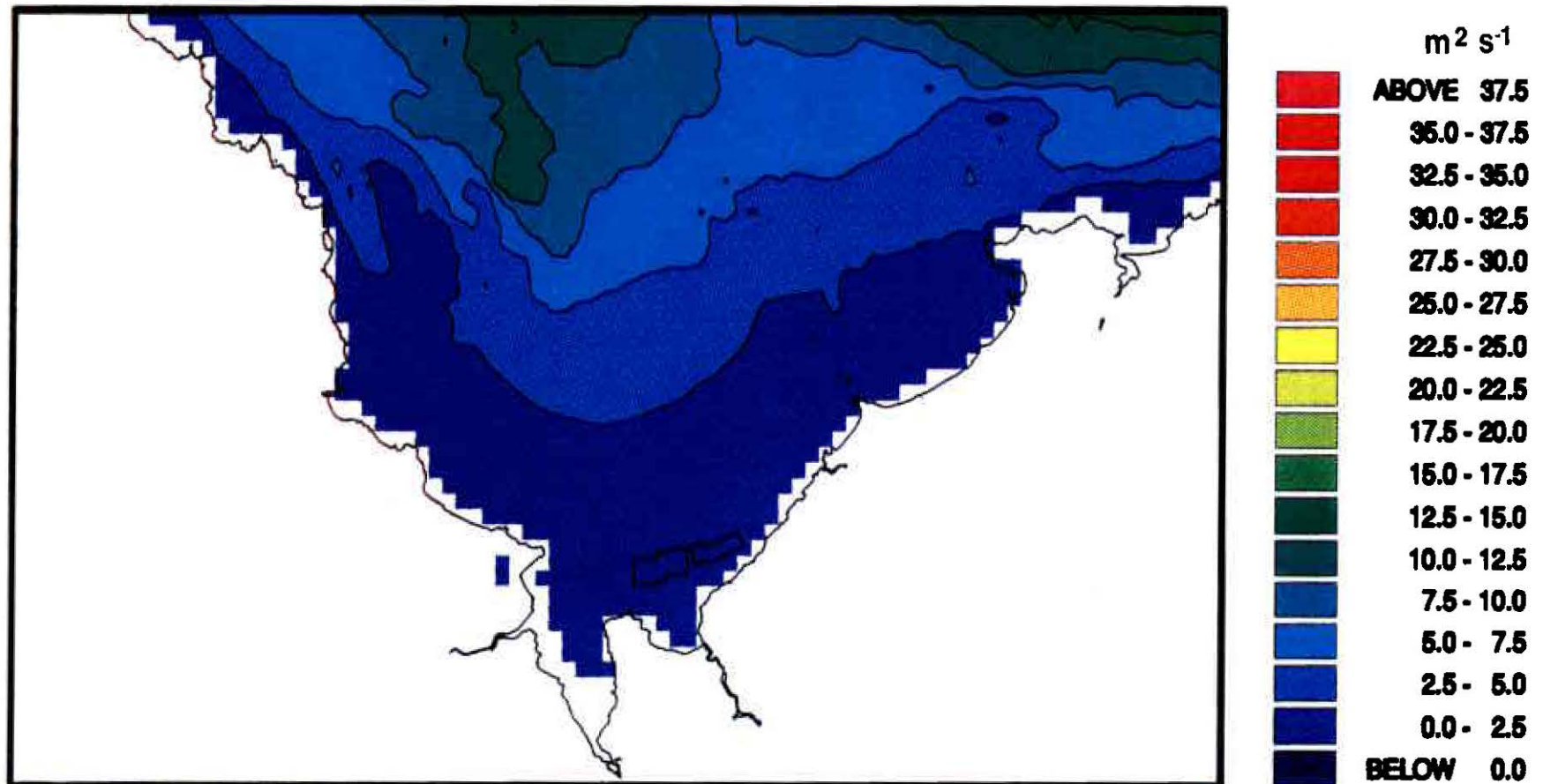
residuelles lagrangiennes



0.1 m/s



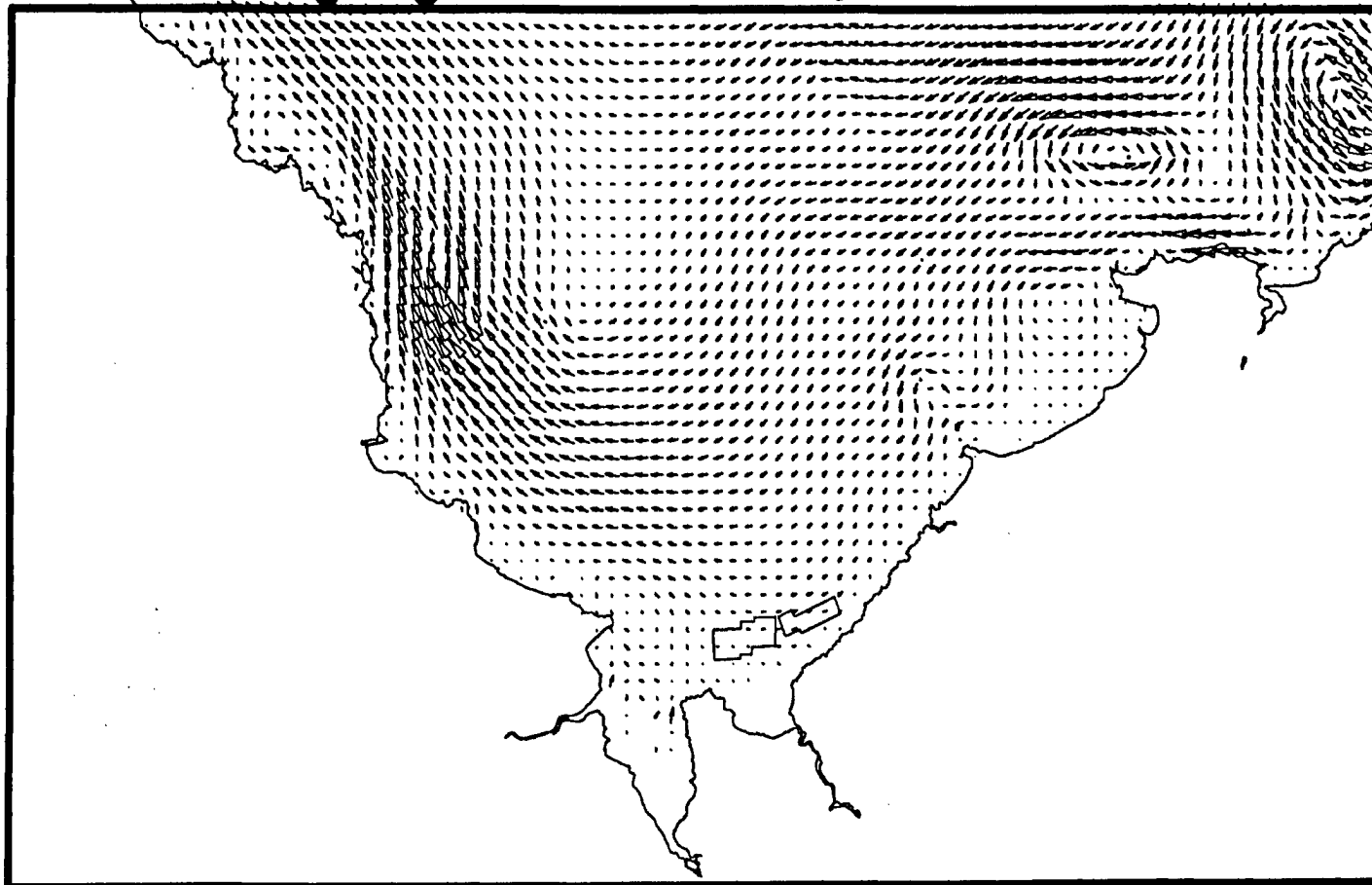
capacite dispersive
Baie de Saint Briec



residuelles lagrangiennes

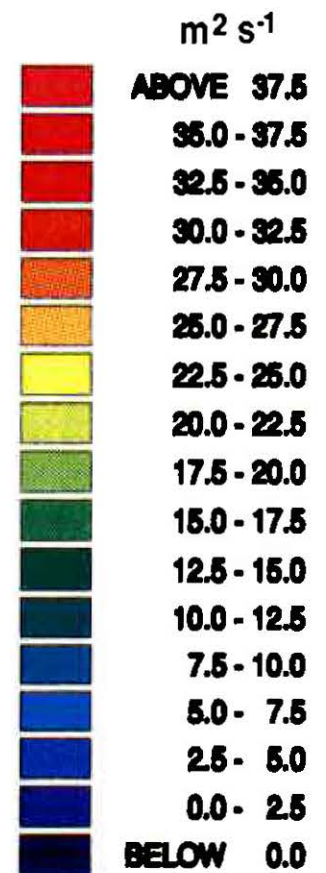
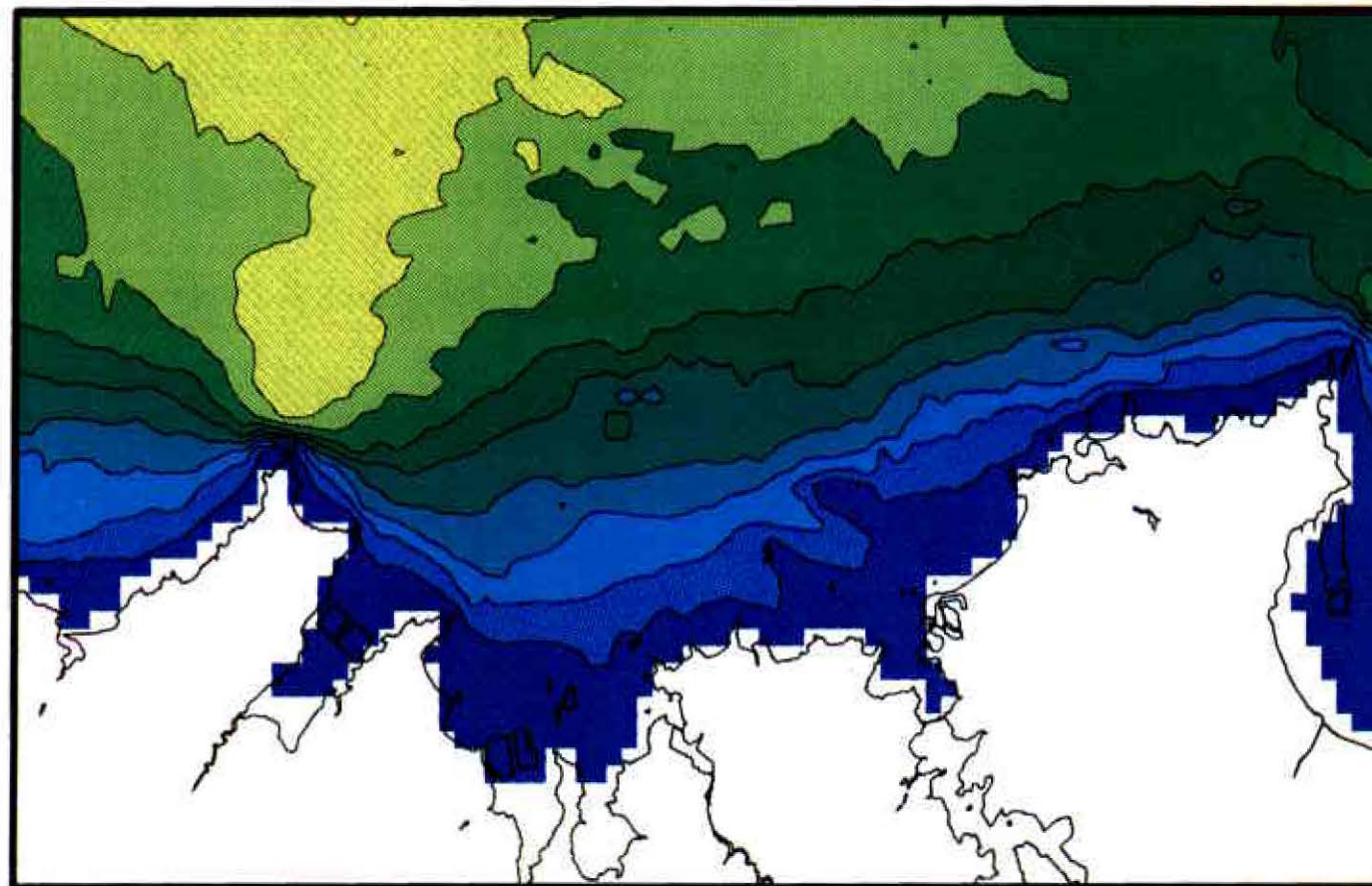


0.1 m/s



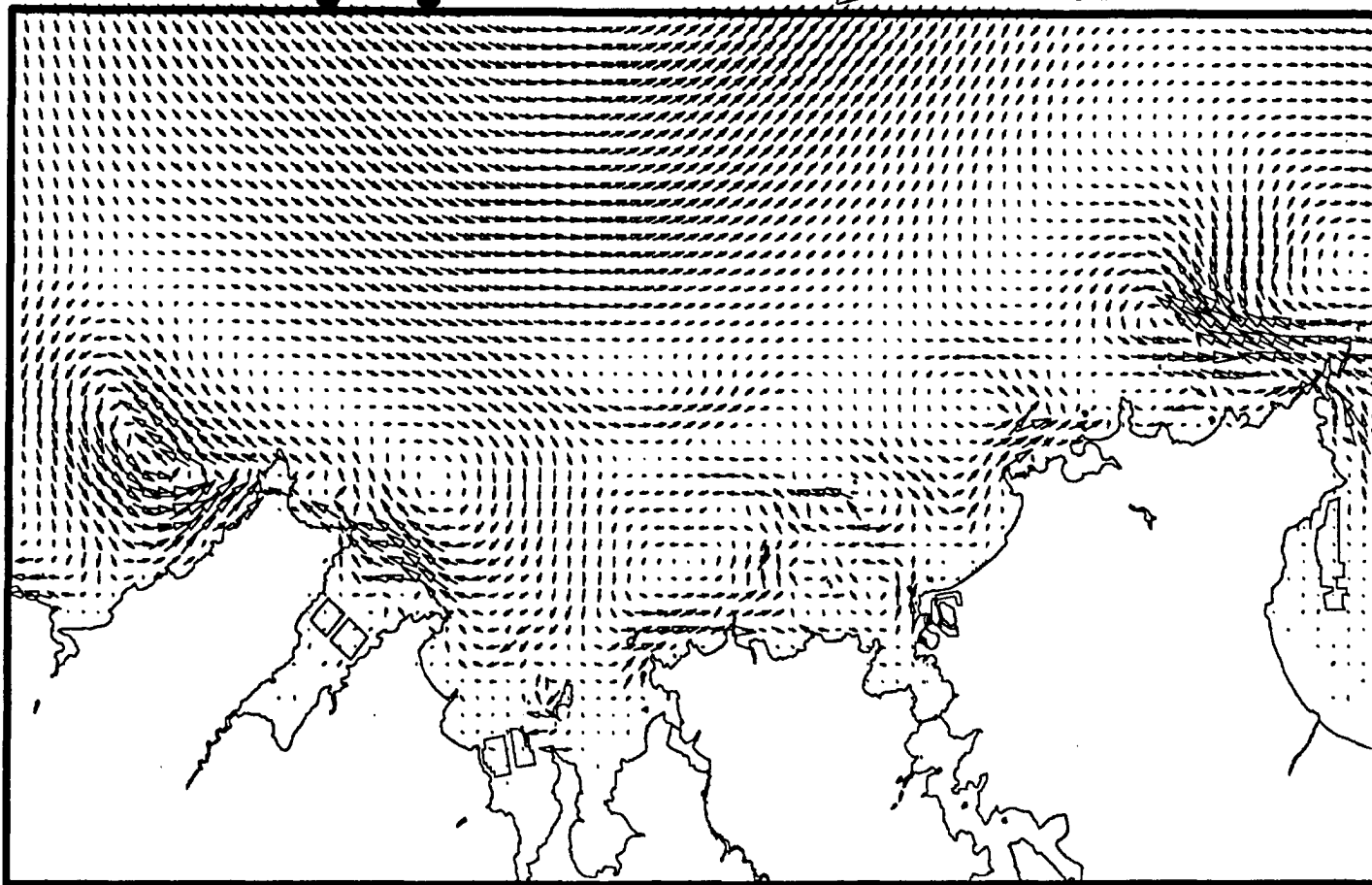
capacite dispersive

Du Cap Frehel a la Pointe du Grouin

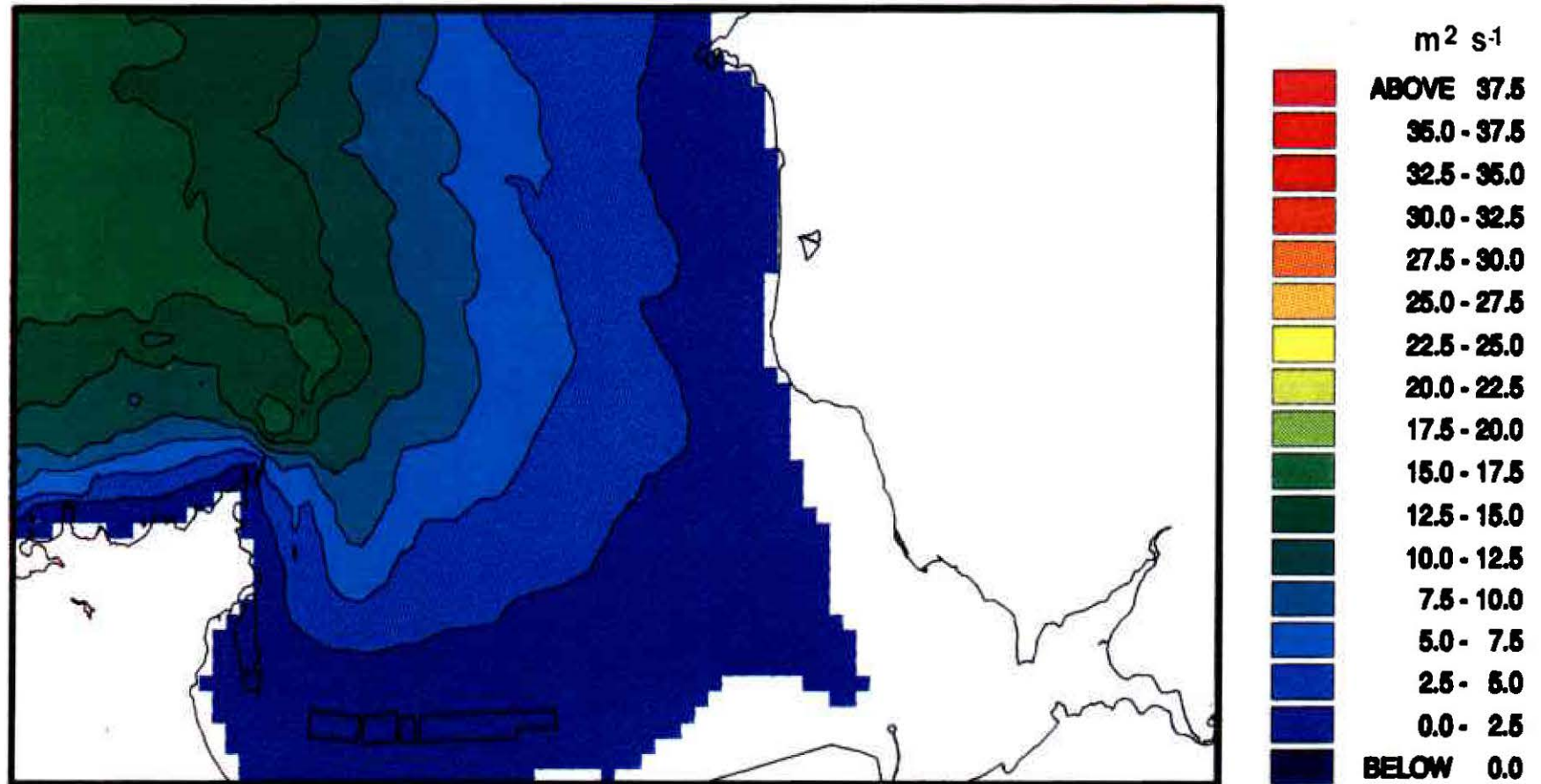


residuelles lagrangiennes

0.1 m/s



capacite dispersive
Baie du Mont Saint-Michel



residuelles lagrangiennes

0.1 m/s

