

Courants résiduels de marée dans la Manche

Marée
Manche
Courants
Résiduel

Tide
Channel
Currents
Residual

Jean-Claude SALOMON et Marguerite BRETON

Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, France.

RÉSUMÉ

Un modèle mathématique bidimensionnel de la Manche a été utilisé pour identifier les structures advectives d'échelle synoptique liées à la marée.

Les résultats révèlent un schéma complet de circulation composé d'une «rivière» centrale conduisant un flux d'eau d'environ 27 000 m³/s, en marée moyenne, depuis l'Atlantique vers la Mer du Nord, et de tourbillons latéraux d'intensité variable, liés à la topographie.

La vitesse modeste du courant moyen laisse deviner que cette structure peut être temporairement largement modifiée par la météorologie. Inversement, certains tourbillons robustes doivent jouer un rôle important sur les temps de résidence des particules et la mémorisation locale des propriétés des masses d'eau.

Oceanologica Acta, 1991. Actes du Colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales, Lille, 20-22 mars 1990, vol. sp. n° 11, 47-53.

ABSTRACT

Long-term tidal currents in the Channel

A two-dimensional mathematical model of the Channel has been used to reveal tide-related advective physical structures, at synoptic time scales.

Results show a complete circulation pattern composed of a nearly axial "river" carrying a water flux of about 27 000 m³/s, for an average tide, from the Atlantic to the North Sea and lateral gyres of various intensities, linked to the topography.

The modest velocity of the mean flow makes it probably subject to strong temporal modifications by meteorological forcings. Conversely, some strong gyres may play an important role on the residence time of particles and the local memorization of water mass characteristics.

Oceanologica Acta, 1991. Proceedings of the International Colloquium on the environment of epicontinental seas, Lille, 20-22 March, 1990, vol. sp. n° 11, 47-53.

INTRODUCTION

A moyenne échelle les courants dans la Manche sont essentiellement des courants de marée. A l'échelle synoptique ils sont dus aux effets non linéaires de la marée, à la météorologie, aux gradients de densité et aux mouvements océaniques qui créent localement une pente du niveau de la mer non équilibrée par la pression

atmosphérique. Ces courants sont plus faibles que la composante instantanée d'un ou deux ordres de grandeur. On peut donc considérer qu'ils interagissent avec la marée uniquement, et non entre eux. Des travaux précédents (Prandle, 1978 et 1987) tendent à montrer que parmi ces composantes, celles qui sont liées à la pente du niveau moyen ou aux gradients de densité sont faibles, sauf pour cette dernière, à proximité de l'estuaire de la Seine (Le Hir

et al., 1986) ou au long des quelques fronts hydrologiques existant en Manche. L'étude de la courantologie à long terme dans la Manche se fera donc d'abord en analysant le rôle de la marée seule, puis la combinaison de la marée et de la météorologie puis sa combinaison avec les autres mécanismes cités plus haut. Seul le premier de ces processus sera analysé ici.

MÉTHODOLOGIE

La détermination directe des courants résiduels de marée à partir de courantographes est généralement délicate car il s'agit d'extraire une composante faible masquée par un signal intense et bruité. L'usage de flotteurs dérivants semble mieux approprié. D'excellents résultats ont été obtenus de cette manière dans des zones d'étendue limitée (Pingree et Maddock, 1987 ; Orbi et Salomon, 1988). A des échelles de temps plus longues les traceurs radioactifs artificiels fournissent une information de grande valeur (Guegueniat *et al.*, 1988), mais il est difficile d'en extraire une description spatiale fine ou de séparer les effets propres à la dispersion et à chacun des mécanismes d'advection cités plus haut.

On a donc procédé ici par modélisation mathématique. Cette méthode a déjà été très largement employée en Manche (Pingree et Maddock, 1977 et 1985 ; Lomer, 1978 ; Maddock et Pingree 1978 ; Djenidi *et al.*, 1986 ; Le Provost et Fornerino, 1986 ; Orbi et Salomon, 1988 ; Werner et Lynch, 1989), mais les résultats en matière de courants résiduels n'ont pas toujours été concordants. Ils ne permettent pas d'envisager l'ensemble de la Manche et se

sont souvent limités à l'aspect eulérien du courant, sans décrire le déplacement des particules d'eau. La méthode des «tensions de Reynolds à méso-échelle» (Ronday, 1976) est une voie séduisante pour accéder au mouvement à long terme, malheureusement la résolution dans le formalisme de la fonction de courant, impose que le potentiel des îles et des côtes soit connu, ce qui asservit la méthode à la disponibilité de mesures de flux, et limite son intérêt dans l'optique de la présente étude.

On fera ici un calcul complet en prêtant une attention particulière aux conditions aux limites, et en adoptant une discrétisation spatiale assez fine pour autoriser un véritable calcul lagrangien.

LE MODELE MATHÉMATIQUE

Le modèle mathématique est de type classique. Il consiste à résoudre les équations de Saint-Venant sous leur forme habituelle :

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \nabla \zeta + 2\Omega \wedge V = -g \nabla \zeta - g \frac{V|V|}{Kr^2 H^{4/3}} + \varepsilon \nabla^2 V$$

- V : vitesse moyenne sur la verticale
- ζ : cote de la surface
- H : hauteur d'eau totale
- Kr : coefficient de frottement de Strickler
- ε : coefficient de viscosité horizontale
- Ω : vecteur angulaire de rotation terrestre

La méthode numérique décrite par ailleurs (Salomon et Le Hir, 1981) et fréquemment utilisée (Salomon *et al.*, 1986 ; Salomon et Breton, 1988 ; Orbi et Salomon, 1988), est de

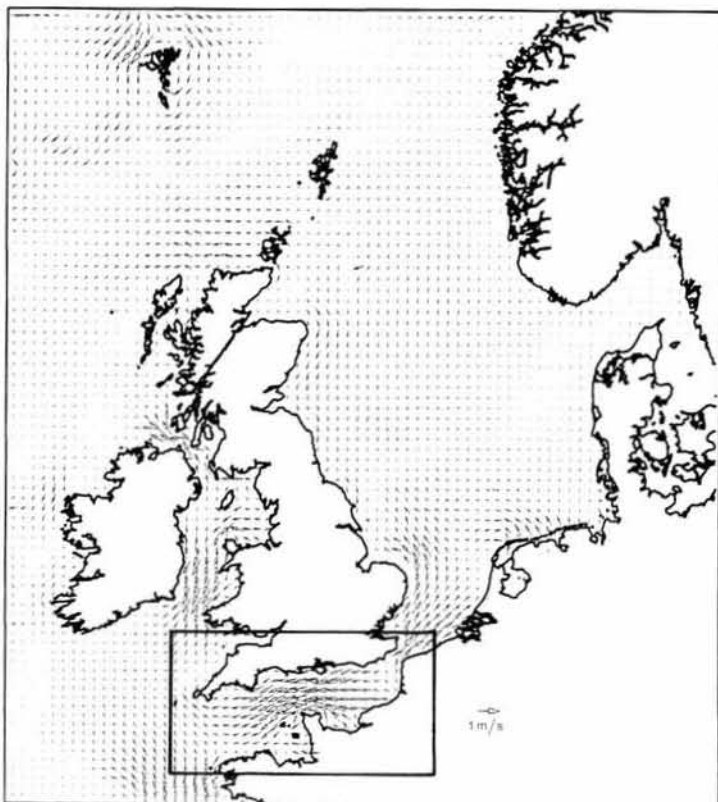


Figure 1
 Champ de courants de marée sur le plateau continental montrant la position du sous modèle de la Manche.
Instantaneous velocity field on the continental shelf, showing the location of the Channel sub-model.

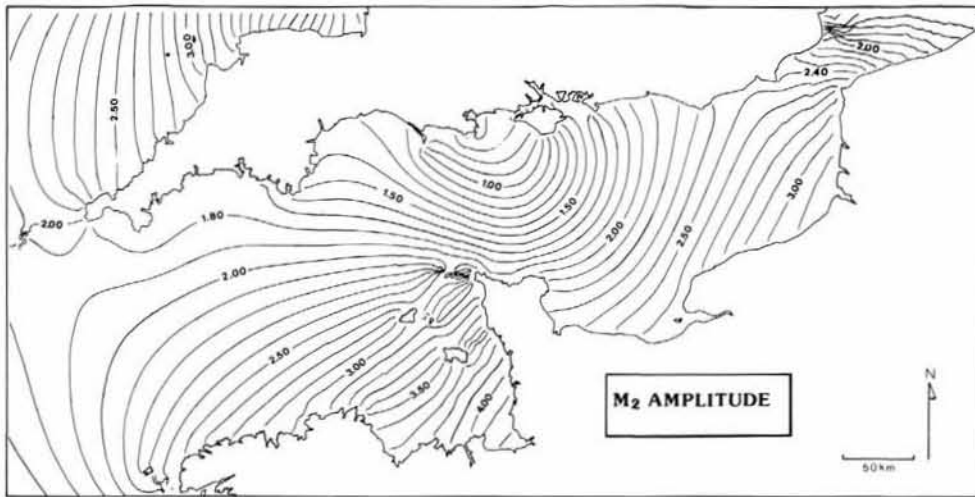
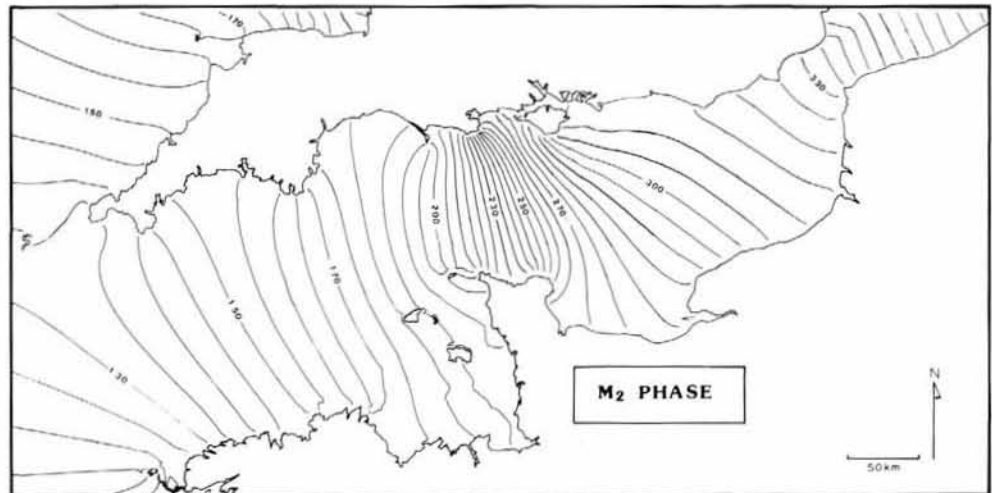


Figure 2
Amplitude de l'onde M_2 (m).
 M_2 amplitude.

Figure 3
Phase de l'onde M_2 (degrés).
 M_2 phase.



type A.D.I. Elle prend en compte les bancs découvrants et fonctionne à partir de conditions aux limites de niveau.

Le spectre des composantes harmoniques de la marée est bien connu en Manche (Chabert d'Hières et Le Provost, 1978), sauf dans le secteur le plus occidental et pour ce qui concerne le niveau moyen. Pour obtenir plus de précision et se réserver la possibilité ultérieure d'étudier d'autres mécanismes que la marée, on utilisera ici la méthode des modèles emboîtés : le modèle de la Manche est inséré dans un modèle plus vaste qui s'étend au-delà du plateau continental.

Ce premier modèle est limité aux méridiens 12° W et $12,5^\circ$ E et aux parallèles 47° N et 63° N. Les équations de Saint-Venant sont exprimées en coordonnées sphériques et la résolution effectuée sur une maille d'environ 10 km ($10'$ de longitude et $6'$ de latitude ; fig. 1). Les conditions aux limites sont issues de l'atlas de Schwiderski (1983).

Le modèle de la Manche proprement dit a pour limites géographiques $48^\circ 18'$ N et $51^\circ 20'$ N, $6^\circ 28'$ W et 3° E. Sa résolution spatiale est d'un mille, ce qui conduit à une matrice de dimensions assez importantes 367×184 . La taille du maillage a été choisie pour permettre une construction précise de la trajectoire des particules au cours d'un cycle de marée et accéder au mouvement résiduel lagrangien. Il faut pour cela disposer de plusieurs points de calcul au long d'une trajectoire, et donc

respecter approximativement l'inégalité suivante (Orbi et Salomon, 1988) :

$$\Delta x < 2000 V_{\max}$$

où V_{\max} est la valeur maximum du courant de marée. D'où la taille du maillage adopté.

QUELQUES RÉSULTATS LIÉS A LA MARÉE INSTANTANÉE

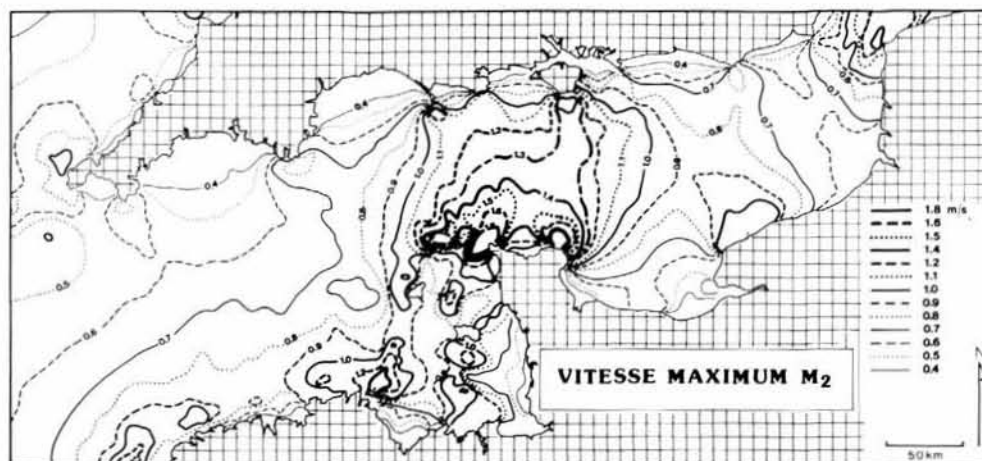
On exposera ici les résultats obtenus pour une marée moyenne supposée périodique : niveau moyen horizontal et composante de marée M_2 seule, introduite le long des frontières extérieures, au-delà du plateau continental. Les ondes supérieures dues aux termes non linéaires de propagation par petits fonds sont générées normalement à l'intérieur du modèle.

Les résultats concernant l'onde M_2 sont présentés figures 2 et 3. Ils recourent parfaitement les résultats déjà connus (Chabert d'Hières et Le Provost, 1978 ; Pingree et Maddock, 1977 ; Werner et Lynch, 1989), tout en procurant une meilleure définition spatiale et quelques améliorations, notamment aux abords de Portland. Ils permettent surtout d'étendre le domaine jusqu'aux îles Scilly et au nord de la Cornouaille.

Figure 4

Amplitude du courant associé à l'onde M_2 .

Amplitude of velocities associated with M_2 .



L'amplitude du courant est représentée figure 4. Comme précédemment, ces résultats se comparent très bien à ceux de la littérature (par exemple, Le Provost et Fornerino, 1985), tout en étendant le domaine vers l'Ouest et en révélant davantage de détails.

On pourra vérifier, dans Larsonneur *et al* (1982), que la composition sédimentaire des fonds est en étroite relation avec ces vitesses extrêmes de marée. La limite entre sables et sables fins se situe autour de 0,4 m/s, la limite inférieure des sables graveleux à 0,6 m/s, les graviers au-delà de 0,8 m/s et les fonds rocheux à partir de 0,9 m/s environ.

MOUVEMENTS RÉSIDUELS DE MARÉE

Méthode

Dans un système de courants oscillants, lorsque les gradients de vitesse sont importants, les déplacements résiduels ne peuvent s'apprécier par l'intégrale des vitesses au point fixe (résiduelle d'Euler), ni même en ajoutant une correction du premier ordre, la dérive de Stokes (V_s).

$$V_{sx} = \frac{1}{T} \int_T \left[\frac{\partial V_x}{\partial x} \int V_x dt + \frac{\partial V_x}{\partial y} \int V_y dt \right] dt$$

Il faut en outre introduire la dérive de Lagrange, et pour cela tenir compte de la trajectoire réelle des particules d'eau à l'intérieur du cycle de marée. Les mouvements résiduels obtenus sont alors fonction de l'instant de départ, comme dans la nature. Cela crée une difficulté que l'on résout par la méthode des coordonnées barycentriques (Salomon *et al.*, 1988 ; Orbi et Salomon, 1988) en substituant aux deux paramètres : instant et lieu de départ, le seul paramètre : position du centre de gravité de la trajectoire de marée. On en déduit ainsi, pour une marée donnée, un seul champ de vitesses dites «résiduelles lagrangiennes», exprimées par rapport au barycentre des trajectoires.

Résultats

Le document obtenu par la méthode exposée ci-dessus est présenté figures 5 et 6 sous les deux aspects complémentaires : champ de courants et trajectoires.

Des résultats analogues, non discutés ici, ont été obtenus pour d'autres coefficients de marée. L'allure générale est conservée, mais l'intensité des courants croît avec l'amplitude de la marée.

Les cartes 5 et 6 permettent d'effectuer la synthèse entre des informations de détail déjà connues, notamment les principaux tourbillons autour des îles et des caps, que l'on retrouve ici, et le mouvement moyen vers la Mer du Nord.

On note tout d'abord le contraste entre certaines zones littorales riches en tourbillons (le golfe normand-breton, la baie de Seine, les îles Scilly, la baie de Lyme, les abords de l'île de Wight) et la partie centrale de la Manche où les trajectoires (ici également lignes de flux) sont à peu près parallèles.

La rivière Manche

Sous l'effet de la marée seule, l'alimentation de la Manche par de l'eau provenant de l'Atlantique se fait à proximité immédiate de l'île d'Ouessant, ce qui semble correspondre au schéma classique de Dietrich (1950, *in* Pingree et Mardell, 1987) en situation estivale. On serait tenté d'attribuer aux vents d'hiver, le désaccord observé en période hivernale.

Le flux d'eau longe les côtes de la Bretagne jusqu'aux environs de la baie de Lannion, et bifurque vers le Nord en direction de Plymouth. Il se sépare alors en deux. Une partie se dirige vers Land's End et la mer d'Irlande, l'autre s'oriente vers le cap de la Hague, où sa largeur se rétrécit localement et où il s'accélère. Il se dirige ensuite en droite ligne vers le Pas-de-Calais.

L'intensité de ce mouvement est faible : de l'ordre de 2 cm/s, et souvent moins. La distance totale parcourue dans cette veine centrale étant de l'ordre de 600 km, la durée du transit au travers de la Manche serait de l'ordre de une année si la météorologie et la variation des coefficients de marée pouvaient être négligés.

Le flux résiduel dans le Pas-de-Calais, calculé par le modèle, est de 27 000 m³/s. Cette valeur est nettement en-deçà de l'évaluation de Prandle (1978) : 82 000 m³/s, mais correspond très bien à celle de Pingree et Griffiths (1980) : 30 000 m³/s. Elle ne peut se comparer aux résultats de Djenidi *et al.* (1986), pour la raison déjà mentionnée que

ces auteurs considèrent un flux de 130 000 m³/s dans le Pas-de-Calais, comme une donnée du problème, indépendante des conditions météorologiques.

Comparé aux estimations expérimentales (par courantomètres, câbles téléphoniques ou traceurs) évaluées à environ 130 000 m³/s, le résultat trouvé ici semble démontrer que l'essentiel du flux vers la Mer du Nord est dû à la météorologie et non pas à la marée. Cela recoupe également les conclusions de Pingree et Griffiths.

Les tourbillons latéraux

A l'écart de l'écoulement central, les tourbillons latéraux ont souvent une intensité supérieure à celle du mouvement moyen.

Avec une vitesse de l'ordre de 15 cm/s, les tourbillons de Jersey, Guernesey, des Minquiers ou des Scilly devraient être peu sensibles aux effets météorologiques habituels. Ils ont déjà été largement décrits dans la littérature.

D'autres sont dans une situation intermédiaire. C'est le cas du tourbillon de l'île de Batz, de celui des Roches Douvres, de celui de Barfleur, et sur la côte anglaise des tourbillons de Portland ou de l'île de Wight. Leur intensité étant de l'ordre de 10 cm/s ou moins, on s'attend à ce que des vents moyens à forts puissent momentanément les

détruire. Ils ont parfois été mis en évidence, ce qui démontrerait une certaine pérennité, mais parfois n'étaient que soupçonnés. Tel est le cas du double tourbillon situé à l'est de l'île de Wight suspecté par Boxall et Robinson (1987), de celui de l'île de Batz partiellement révélé par une étude d'aménagement locale (Salomon et Breton, 1988), du tourbillon situé au nord de la pointe de la Hague, également suspecté par les études de dispersion des radioéléments issus de l'usine de retraitement des combustibles nucléaires qui s'y trouve.

De nombreuses structures figurent également sur ce document qui, à la connaissance des auteurs, n'avaient pas été mentionnées ; la «signature» des bancs de sable du Pas-de-Calais et de petits tourbillons côtiers, près de Dungeness par exemple.

La durée de parcours de ces tourbillons est difficile à apprécier car leur vitesse angulaire dépend de la distance au centre de rotation. On donnera seulement quelques ordres de grandeur : cinq à six jours pour les tourbillons de Jersey et Guernesey, quatre à cinq semaines pour le tourbillon de Flamanville (est de Guernesey), un mois et demi à deux mois pour le grand tourbillon des Minquiers, deux mois pour le tourbillon de Barfleur.

Ces durées sont totalement théoriques, car ne prenant en compte ni la météorologie, ni la variation des coefficients de marée.

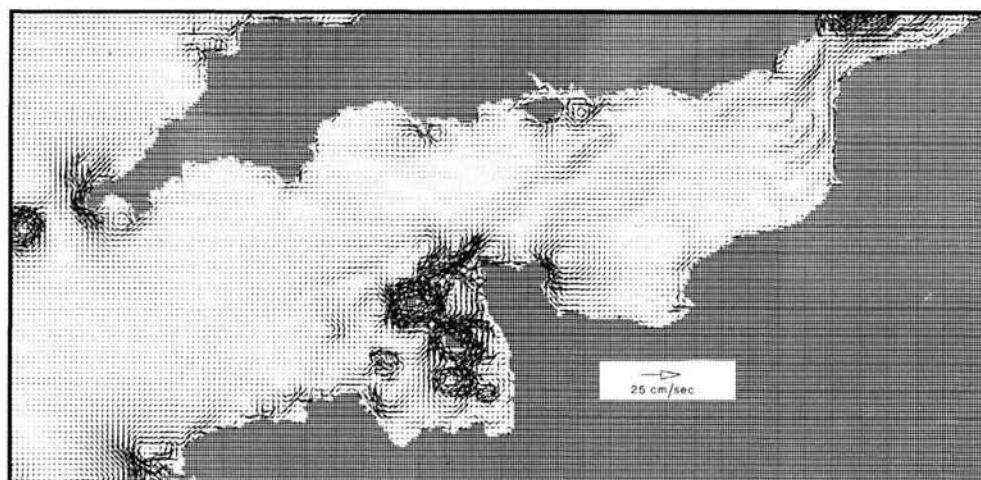


Figure 5

Champ de courants résiduels lagrangiens pour une marée moyenne.

Residual Lagrangian velocity field for an average tide.

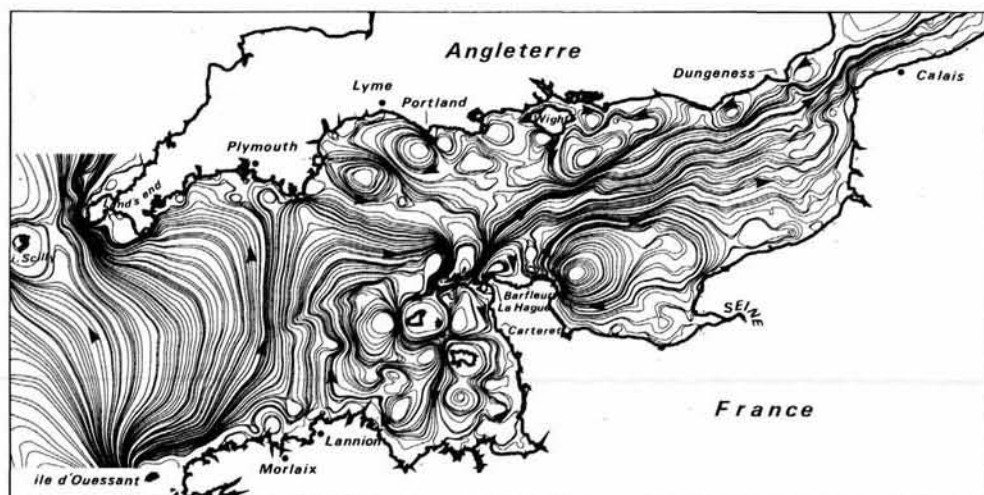


Figure 6

Trajectoires à long terme, associées à la marée.

Long-term tide-related trajectories.

Le rôle de l'hydrodynamique résiduelle sur le transport et la dispersion d'éléments dissous

Toute substance (dissoute ou en suspension) présente dans l'eau se trouve à la fois advectée et dispersée. A partir d'une injection ponctuelle, la vitesse de dispersion V_d peut s'évaluer comme la vitesse d'expansion de la tache marquée.

On utilisera, par exemple, la relation empirique d'Okubo :

$$B = at^m \quad \begin{array}{l} a = 0,208 \\ m = 1,17 \text{ cgs} \end{array}$$

B est la largeur de la tache d'où il vient :

$$\begin{array}{l} V_d = m a t^{m-1} \\ V_d = 2,43 \cdot 10^{-2} t^{0,17} \end{array}$$

La vitesse de dispersion croît avec le temps. Elle vaut 3 cm/s après un mois.

Il semble que l'on puisse en conclure que dans les zones de faible vitesse résiduelle (environ 1 à 2 cm/s), le mélange turbulent puisse se comparer ou prendre le pas sur les structures advectives révélées par la figure 6. Inversement, dans les zones où cette advection est forte, surtout dans le golfe normand-breton, le schéma de courant résiduel serait peu troublé par les phénomènes de mélange.

Certaines hypothèses peuvent alors être émises pour expliquer ou prévoir le déplacement d'oeufs et de larves, et mettre en évidence des zones plus ou moins favorables à l'auto-recrutement de colonies d'animaux benthiques à larves planctoniques ou à la connection de plusieurs colonies (Salomon, 1989).

On peut également de cette manière expliquer la répartition de radionucléides artificiels dans la Manche (Guéguéniat *et al.*, 1986 ; Germain *et al.*, 1986). Dans des échantillons animaux et végétaux, Germain *et al.* n'observent aucune contamination à l'ouest de Lannion, une contamination constante de Bréhat jusqu'à Carteret sur la côte du Cotentin, un front à cet endroit, puis une contamination élevée jusqu'à Barfleur, puis à nouveau des valeurs beaucoup plus faibles et décroissant lentement jusqu'à la frontière belge. Ces observations confirment d'une manière inattendue les traits de la figure 6 : l'absence de marqueur à l'ouest de Lannion s'expliquerait par la veine d'eau atlantique qui longe la côte bretonne jusqu'à cet endroit ; les valeurs constantes dans la partie sud du golfe normand-breton seraient dues au mélange à l'intérieur des tourbillons signalés plus haut. Un tourbillon,

étant le siège de forts cisaillements, est également un lieu de mélange rapide. Le front de Carteret matérialiserait la frontière entre les tourbillons des Minquiers et de Flamanville. De même, le fort gradient au niveau de Barfleur correspondrait à la confrontation de l'eau provenant du cap de la Hague et de l'eau provenant de la baie de Seine, par le tourbillon de Barfleur.

Il semble également que l'on puisse généraliser cette observation et établir le rôle de mémoire dynamique de ces structures. Dans un tourbillon, le flux tangentiel, essentiellement advectif, est nettement plus important que le flux radial, uniquement dispersif, de sorte que chaque tourbillon conservera durant plusieurs révolutions la trace d'éléments dissous qui y auront pénétré. Cette mémorisation se trouverait encore largement augmentée lorsqu'un tourbillon n'aurait de contact avec le milieu extérieur que par l'intermédiaire d'autres tourbillons. Cette situation correspond aux masses d'eau du fond du golfe normand-breton que l'on peut présumer par ce mécanisme très isolées de l'eau en provenance de l'Atlantique. Les mesures de radio-éléments (Guéguéniat *et al.*, 1986) et certaines observations de télédétection (Jegou et Salomon, 1990) semblent confirmer cette hypothèse.

CONCLUSION

Le modèle mathématique présenté ici fournit une description précise et globale des mouvements de l'eau à l'échelle synoptique, causés par la marée. La confrontation de ces résultats avec certains résultats expérimentaux semble démontrer leur réalité, tout en suggérant que d'autres phénomènes physiques, notamment le vent, pourraient temporairement les masquer.

Le flux moyen vers la Mer du Nord, dû à la marée (27 000 m³/s), serait largement inférieur aux estimations expérimentales. Résultat déjà annoncé par le modèle de Pingree et Griffith.

La marée, par contre, engendre de nombreux tourbillons, dont certains semblent assez intenses pour se maintenir de manière à peu près permanente. Dans ce cas, ces structures joueraient un rôle considérable sur les temps de résidence, le mélange et la mémorisation des propriétés des masses d'eau, ce que semblent confirmer les mesures.

Ce travail devra être poursuivi en prenant en compte simultanément la marée et le vent.

RÉFÉRENCES

- Boxall S.R. et I.S. Robinson** (1987). Shallow sea dynamics from CZCS imagery. *Adv. Space Res.*, **7**, 2, 37-46.
- Chabert d'Hières G. et C. Le Provost** (1978). Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche. *Annls hydrogr.*, **6**, 5-36.
- Djenidi S., J.C.J. Nihoul et A. Garnier** (1986). Modèle mathématique du transport des radionucléides sur le plateau continental nord-européen. In : *Radionuclides, a tool for oceanography*, Elsevier Applied Science, 373-383.
- Germain P., Y. Baron, M. Masson et D. Calmet** (1986). Répartition de deux traceurs radioactifs (Ru-Co) chez deux espèces indicatrices (*Fucus serratus-Mytilus edulis*) le long du littoral français de la Manche. In : *Radionuclides, a tool for oceanography*, Elsevier Applied Science, 312-320.
- Guegueniat P., R. Gaudon, Y. Baron, J.-C. Salomon, J. Pentreath, J.-M. Brylinski et L. Cabioch** (1986). Utilisation des radionucléides artificiels pour l'observation des déplacements de masses d'eau en Manche. In : *Radionuclides : a tool for oceanography*. Elsevier Applied Science, 260-270.
- Jegou A.-M. et J.-C. Salomon** (1990). Hydrodynamique côtière : couplage images satellitaires-modèles numériques. Application à la Manche. *Actes du Colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales*, Lille, 20-22 mars 1990 (ce volume).
- Larsonneur C., P. Bouysse et J.-P. Auffret** (1982). The superficial sediments of the english channel and its western approaches. *Sedimentology*, **29**, 851-864.
- Le Hir P., J.-C. Salomon, C. Le Provost, G. Chabert d'Hières et J.-L. Mauvais** (1986). Approche de la circulation résiduelle en baie de Seine. IFREMER, Actes de colloques n° 4, 63-72.
- Le Provost C. et M. Fornerino** (1985). Tidal spectroscopy of the English Channel with a numerical model. *J. phys. Oceanogr.*, **15**, 1009-1031.
- Lomer F.** (1978). La dérive en mers à marée. *Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- Maddock L. et R.D. Pingree** (1978). Numerical simulation of the Portland tidal eddies. *Estuar. coast. mar. Sci.*, **6**, 353-363.
- Orbi A. et J.-C. Salomon** (1988). Dynamique de marée dans le golfe normand-breton. *Oceanologica Acta*, **11**, 1, 55-64.
- Pingree R.D. et L. Maddock** (1977). Tidal residuals in the English Channel. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **57**, 339-354.
- Pingree R.D. et L. Maddock** (1985). Stokes, Euler and Lagrange aspects of residual tidal transports in the English Channel and the southern bight of the North Sea. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **65**, 969-982.
- Pingree R.D. et G.T. Mardell** (1987). Tidal flows around the channel islands. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **67**, 691-707.
- Pingree R.D. et D.K. Griffith** (1980). Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles. *Oceanologica Acta*, **3**, 2, 227-236.
- Prandle D.** (1978). Résiduel flows and elevations in the southern North Sea. *Proc. R. Soc., Lond.*, **A 359**, 189-228.
- Prandle D.** (1987). Response of the NW european shelf sea at subtidal frequencies. *Continent. Shelf Res.*, **7**, 3, 267-284.
- Ronday F.** (1976). Modèles hydrodynamiques, modélisation des systèmes marins. Projet Mer, rapport final. Services du Premier Ministre, Bruxelles, vol. 3, 270 pp.
- Salomon J.-C.** (1989). Possible hydrodynamic influences on benthic macrofauna in tidal coastal zones : the case of the English Channel. ICES 1989. EMEM n° 55.
- Salomon J.-C. et P. Le Hir** (1981). Étude de l'estuaire de la Seine. Modélisation numérique des phénomènes physiques. Rapport interne IFREMER, 286 pp.
- Salomon J.-C. et M. Breton** (1988). Étude préalable à l'implantation d'une ferme aquacole en baie de Morlaix. Rapport interne IFREMER.
- Salomon J.-C., P. Guegueniat, A. Orbi et Y. Baron** (1986). A Lagrangian model for long term tidally induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclide concentrations. In : *Radionuclides : a tool for oceanography*. Elsevier Applied Science, 384-394.
- Schwiderski E.W.** (1983). Atlas of ocean tidal charts and maps, part 1 : The semidiurnal principal lunar tide M_2 . *Mar. Geod.*, **6**, 219-265.
- Werner E.F. et D.R. Lynch** (1989). Harmonic structure of english channel southern bight tides from a wave equation simulation. *Adv.*

