

GABRIEL CHARBERT D'HIÈRES

Université de Grenoble I
Institut de Mécanique

QUELQUES PROBLÈMES POSÉS PAR L'ÉTUDE DU REFROIDISSEMENT DES CENTRALES NUCLEAIRES ÉTABLIES SUR LES CÔTES D'UNE MER À MARÉE

Table des matières: 1. Introduction, 2. Définition du sujet de recherche, 3. Facteurs de dispersion, 4. Existence d'une force tractrice due à la marée, 5. Difficulté d'interprétation des mesures nature, 6. Conclusion; Streszczenie; Summary; Bibliographie.

1. INTRODUCTION

La mer apparaît souvent aux yeux du grand public comme une source ou un puits sans limites. L'accroissement des besoins énergétiques nécessite l'emploi de combustibles nucléaires: il y a là une double raison à rechercher des complexes naturels capables de recevoir et d'évacuer une quantité considérable de calories. On est en effet contraint d'employer des machines thermiques gigantesques, fonctionnant à température relativement basse. Le cycle de Carnot a donc un faible rendement. L'utilisation des rivières semble bientôt impossible, car l'augmentation de la température de leur eau atteint déjà les limites permises. On peut toujours employer les tours de refroidissement qui transmettent directement à l'atmosphère le flux de chaleur, mais cette technique est coûteuse et génératrice de brouillards. L'usage de l'eau est bien préférable et on trouve les sources froides nécessaires dans les estuaires, les mers sans marées et les mers à marées. L'étude du comportement de chacune de ces sources fait appel à un chapitre particulier de la mécanique des fluides appliquée. Dans les premières, le fluide est hétérogène selon les trois directions de l'espace et conduit à des problèmes extrêmement compliqués.

Pour limiter notre sujet, nous nous bornerons ici aux études que nous avons été réellement conduits à exécuter. La présence du modèle réduit de la Manche sur notre plaque tournante cf. [1] nous a naturelle-

ment orientés vers l'étude des rejets dans cette mer, c'est-à-dire dans une mer où les marées avoisinent les plus fortes du monde. Et là nous nous sommes peu intéressés au rejet proprement dit (le „near field”) mais essentiellement au comportement dans la mer du nuage d'eau marquée par la température, c'est-à-dire au „far field”. De plus, les conséquences du flux de chaleur à travers la surface libre vers l'atmosphère ont été négligées (et pourtant, c'est bien là la destinée d'une part très importante des calories qui transitent par le milieu marin).

2. DÉFINITION DU SUJET DE RECHERCHE

On travaille donc dans une mer à marée où les courants sont forts. L'agitation turbulente est principalement due aux courants eux-mêmes. On peut négliger les effets des houles et du vent sur cette agitation. Les courants peuvent en effet souvent atteindre 5 m/s par des profondeurs de zéro à 30 m. La couche d'eau est parfaitement mélangée, même si la température initiale du rejet est d'une dizaine de degrés supérieure à celle du milieu récepteur. On travaille donc en fluide homogène avec des courants très variables obéissant aux lois déterministes de la marée; mais les limites du domaine sont très complexes, et sous l'effet de la turbulence horizontale, la part aléatoire n'est pas négligeable.

Le but de l'étude est de donner les éléments nécessaires au calcul de dispersion des nuages d'eau chaude:

- les champs instantanés de vitesse
- les trajectoires des particules
- les déplacements moyens des nuages
- une idée de la valeur comparative des coefficients de diffusion en chacun des sites choisis
- une idée de la dispersion à longue distance à l'aide de mesures sur le modèle réduit
- une analyse et une interprétation des mesures *in situ*.

Nous nous limiterons ici à citer les conclusions qui nous ont paru nouvelles ou intéressantes.

3. FACTEURS DE DISPERSION

On pense bien entendu a priori à attribuer la dispersion à la turbulence engendrée par le frottement des masses d'eau sur le fond. En fait la dispersion marine trouve une énergie bien plus importante dans les larges tourbillons engendrés par les effets des côtes et les variations de profondeur. On aborde là des questions extrêmement complexes, peu

ou pas résolues. M. Zeidler en parlera peut-être. La meilleure méthode de résolution de ces problèmes est de mesurer in situ les coefficients de diffusion et d'interpoler entre les mesures pour avoir à chaque vitesse, pour chaque point et à chaque instant de la marée, une valeur approchée à introduire dans les calculs numériques; mais on se heurte à des expériences extrêmement onéreuses.

Signalons que les récents calculs du Professeur J. Nihoul de l'Université de Liège ont montré que le cisaillement horizontal des masses d'eau dû au gradient vertical des courants de marée, devrait être pris en compte. En effet, pour rendre compte de certains phénomènes en Mer du Nord, il a dû prendre un coefficient longitudinal (coefficient pris dans le sens de l'écoulement principal) supérieur au coefficient transversal.

Je voudrais insister maintenant sur un autre facteur que bien des gens ont négligé a priori et qui, en fait, se trouve souvent prépondérant. Il s'agit des courants de dérive. La valeur de ces courants permanents en moyenne est faible; ils atteignent tout au plus 5% de la valeur maximale des courants de marée. Leur existence est décisive sur la distribution des températures du nuage thermique, ou de la concentration de tout autre nuage d'eau marquée. Les calculs montrent en effet que l'entraînement des masses d'eau est un facteur de dispersion supérieur à tous les effets de la turbulence. Notons tout de suite que les recirculations au voisinage des caps entraînent des courants quasi permanents fort importants pour le calcul des taches thermiques, mais nous n'en parlerons pas.

Nous considérons les courants intéressants de larges zones (à l'échelle de 20 à 100 km pour la Manche). On les attribue en général aux vents dominants, ou au déplacement des perturbations de pression atmosphérique. Ces phénomènes sont bien entendu très importants. Il faut leur ajouter les champs de courants horizontaux à très grande échelle dus aux gradients de densité, et ceux au contraire dûs à des configurations locales des champs de vent. Mais Le Provost a pu montrer à l'aide de raisonnements théoriques, et nous l'avons confirmé sur le modèle réduit de la Manche, que la marée elle-même, périodique ou non, engendre des courants permanents en moyenne, qui donnent naissance à une dérive des masses d'eau, parfaitement mesurables et dont l'intensité est comparable à celle qu'engendre le vent.

4. EXISTENCE D'UNE FORCE TRACTRICE DUE À LA MARÉE

Éliminons tout de suite des esprits une quelconque relation entre ces courants et le transport de masse dont est le siège la houle, transport de masse lié au rotationnel. Ici l'agent dominant est le frottement au fond.

On peut tout d'abord donner une interprétation physique de cette force: supposons que le courant de marée est alternatif, et que la force de frottement peut se mettre sous la forme la plus couramment admise, et qui donne encore maintenant les meilleurs résultats en matière de calcul de marée dans les mers littorales:

$$\vec{F} = - \frac{C}{(h + \xi)^{4/3}} |\vec{V}| \vec{V}$$

où: C est le coefficient de Strickler,
 h la profondeur d'eau moyenne,
 ξ la surcote due à la marée,
 \vec{V} la vitesse du courant de marée supposée constante le long d'une verticale.

Cette expression montre que, pour une onde sinusoïdale progressive, où les dénivellations sont en phase avec la vitesse, la force \vec{F} sera plus grande lorsque ξ est plus petit en valeur algébrique. Une moyenne prise au cours d'une période donnera donc un résultat non nul, et plus précisément une force dirigée dans le sens de propagation de l'onde.

C. Le Provost cf. [3] a calculé cette force, en se donnant au premier ordre d'approximation la loi de dénivellation de la surface libre en un point (x, y) du domaine marin. B. Bertrand en a donné en [1] une expression simplifiée d'où on déduit les conclusions suivantes:

- La force est proportionnelle au carré du module de la vitesse.
- Elle est fonction de la forme de la rose de courant et son intensité dans la direction principale de propagation de l'onde est d'autant plus forte que les roses de courant sont plus aplaties.
- Elle est fonction du déphasage entre les dénivellations et les vitesses. Elle est maximale pour une onde progressive et nulle pour une onde sinusoïdale stationnaire.
- Elle est en première approximation proportionnelle au rapport $\frac{H}{h}$

H étant l'amplitude maximale locale de la marée. On montre ainsi qu'elle peut avoir des effets considérables dans les zones de petits fonds. On doit rajouter que les auteurs de ces calculs se sont donnés a priori la forme de la marée au premier ordre et n'ont pas pris en compte l'effet de la déformation de l'onde par le frottement et par toute autre cause d'ailleurs, sur cette force tractrice. On doit donc considérer ces calculs formels; ils montrent simplement la possibilité de l'existence de ce phénomène.

Des calculs numériques très précis ont été faits pour déterminer les courants de dérive en mer du Nord par M.F. Ronday à l'Université de Liège. Un premier calcul de marée classique donne la distribution à chaque

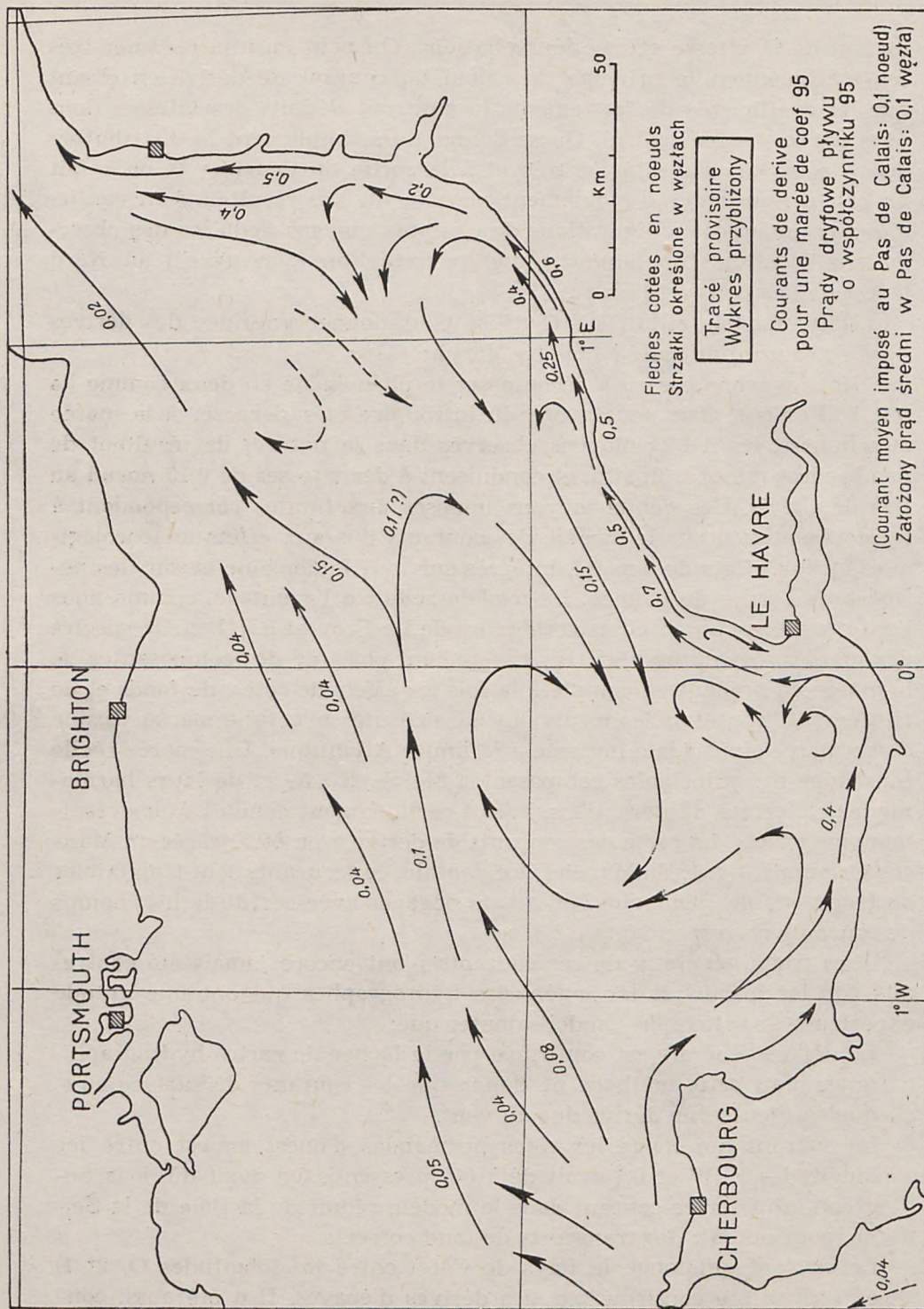
instant de la vitesse et des dénivellations. On peut ensuite résumer très schématiquement le principe du calcul du courant de dérive en disant que les coefficients de frottements locaux sont déduits des vitesses données par le premier calcul. On se donne alors simplement la distribution des vitesses moyennes à l'entrée et à la sortie du domaine et on refait un calcul numérique d'écoulement permanent. Les résultats sont confirmés par quelques configurations de courants moyens déduites des observations in situ, et notamment une recirculation („un gyre") au Nord Ouest de l'estuaire de l'Escaut.

Notre modèle réduit a été utilisé pour donner une idée des dérives dues au courant de marée dans La Manche.

Nous n'avons pas eu à décomposer le phénomène en deux comme l'a fait F. Ronday, mais nous avons dû introduire et superposer à la marée aux limites, les débits moyens observés dans la nature; ils résultent de nombreuses mesures in situ, et conduisent à des vitesses de 0,15 noeud au Pas de Calais. Ces débits moyens imposés aux limites correspondent à la représentation sur le modèle des courants dus aux effets météorologiques et aux effets de densité, intégrés sur tout le domaine et sur des périodes de l'ordre de l'année. Le modèle réduit a l'avantage, comme nous l'ont prouvé les nombreuses recherches de Le Provost c. [1] sur le spectre des marées, de représenter très exactement chacune des composantes de la marée en prenant en compte à la fois les effets de cotes, de fonds et de frottement. Toutefois les essais ont été exécutés avec une marée voisine d'une marée sinusoïdale imposée à la limite Atlantique. Une marée réelle constituée des principales composantes M_2 , S_2 , K_2 , N_2 et de leurs harmoniques et termes d'interactions, aurait certainement conduit à des résultats plus exacts. La carte des courants de dérive a pu être tracée en Manche Orientale, fig. 1. En Manche Occidentale, ces courants sont trop faibles ou trop instables pour que l'on ait pu dégager avec certitude les champs de courants correspondants.

Les traits généraux de ces courants n'ont encore jamais été contredits par les marins et les ingénieurs hydrographes qui ont une grande expérience de cette mer. On doit ajouter que:

- La dérive générale est confirmée par le lâcher de cartes hydrographiques; mais cette méthode ne donne que les courants de surface auxquels s'ajoute une dérive due au vent.
- Le courant qui longe les côtes normandes d'ouest en est entre les longitudes 1° W et 0° , avait déjà été pressenti. On avait dû, à la Sogreah, imposer ce courant dans le modèle réduit de la Baie de la Seine, pour obtenir des transports de fond corrects.
- Le courant qui longe le Pays de Caux entre les longitudes 0 , 2° E et 1° E, a été confirmé par des dérives d'épaves. Il a été aussi con-



Ryc. 1.

Fig. 1.

firmé par les géologues sédimentologues de Rescoff, qui, à partir d'études sur le benthos, ont pu démontrer qu'une part des eaux de la Seine viennent dans cette région, et cela, comme l'indique notre modèle, le long d'une bande de quelques kilomètres de large seulement. Des mesures de vitesses d'Euler récemment exécutées par E.d.F. dans cette région, semblent également confirmer ce résultat. On doit faire remarquer toutefois que les vitesses de 0,5 ou même 0,7 noeud trouvées sur le modèle réduit, semblent trop fortes.

— Le contre-courant de 0,15 noeud qui se trouve au large des côtes du Pays de Caux, semble également confirmé par les mesures E.d.F.

Remarque

Les mesures de ces dérives sur le modèle sont délicates. Aucun instrument de mesure de vitesse instantanée n'est suffisamment précis pour que les moyennes donnent des vitesses significatives. On met notre espoir dans les mesures à l'aide de laser. On emploie actuellement la méthode de poursuite de flotteurs lestés, et celle de poursuite de taches colorées. Les résultats de la première sont faussés par la présence de la turbulence à grande échelle; on doit moyenner un grand nombre d'essais. La deuxième est faussée par une dilution inégale le long du pourtour de la tache; le centre de gravité de celle-ci ne montre pas avec certitude, le parcours moyen des eaux. Les courants de la figure n'ont donc qu'une valeur qualitative.

5. DIFFICULTÉ D'INTERPRÉTATION DES MESURES NATURE

La poursuite de flotteurs est très onéreuse, inexacte et ne peut se faire par mauvais temps; aussi les océanographes sont-ils contraints à faire, pour de longues observations, des mesures de vitesses eulériennes à l'aide de courantomètres. Et cette mesure ne peut se faire qu'en un nombre très limité de points. Or, les ingénieurs ont besoin de connaître les trajectoires et la destinée des masses d'eau. On peut calculer, il est vrai, théoriquement, la vitesse de Lagrange \overline{u}_L moyenne à partir de la connaissance de la vitesse d'Euler \overline{u}_E moyenne en plusieurs points, les moyennes étant prises au cours du temps:

Soient M_0M un élément de trajectoires, M_0 et M étant définis

M par leurs coordonnées (\vec{x}_0, t) et (\vec{x}, t) . On pose:

$$\vec{x} = \vec{x}_0 + \delta_x$$

On a, à un instant donné:

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \vec{u}(\vec{x}_0, t) + \delta_x \text{grad } \vec{u}(\vec{x}_0, t)$$

M_0

On a :

$$\vec{u}_E = \vec{u}(\vec{x}_0, t)$$

Si δx est petit si on fait la moyenne de t_0 à t

$$\vec{\delta x} = \int_{t_0}^t \vec{u}(\vec{x}_0, t) dt$$

Si on fait la même moyenne sur tous les termes de l'équation

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \vec{u}(\vec{x}_0, t) + \vec{\delta x} \text{ grad } \vec{u}(\vec{x}_0, t)$$

d'où

$$\vec{u}_L = \vec{u}_E + \int_0^t \vec{u}(\vec{x}_0, t) \text{ grad } \vec{u}(\vec{x}_0, t) dt$$

On appelle vitesse de Stokes la quantité :

$$\vec{u}_S = \int_{t_0}^t \vec{u}(\vec{x}_0, t) \text{ grad } \vec{u}(\vec{x}_0, t) dt$$

et l'on a :

$$\vec{u}_L = \vec{u}_E + \vec{u}_S$$

Mais cette vitesse de Stokes est extrêmement difficile à évaluer. Elle peut être du même ordre que la vitesse d'Euler, dans des écoulements à fort gradient, ce qui est le cas le long de côtes compliquées et pour un écoulement fluctuant. On est conduit à faire les mesures de longue durée en trois points pour pouvoir estimer correctement les composantes du tenseur. Il faut rajouter que, dans le cas de marées près des côtes, les gradients horizontaux de vitesse atteignent des valeurs et des variations de ces valeurs importantes, ce qui exclut l'emploi de la formule précédente car δx ne peut pas être considéré comme petit. Il faut alors augmenter le nombre de points de mesure et les campagnes prennent une ampleur prohibitive.

On voit ainsi, malgré leur imperfection, l'intérêt des calculs numériques et des modèles réduits, qui, étalonnés sur des phénomènes globaux, permettent de dégager une notion probable de la réalité. Les modèles réduits donnent une représentation très fine du phénomène, ce qui accroît leur crédibilité. On voit aussi la nécessité de prendre en compte dans les modèles numériques les termes non-linéaires d'accélération spatiale.

Le modèle réduit a été utilisé aussi pour régler les modèles numériques établis pour la Manche. Son tarage avait permis de vérifier sa très grande précision, puisque sur les amplitudes on a pu reproduire des composantes naturelles à quelques ‰ près. Leurs phases ont été reproduites à quelques degrés près. Il a permis d'étendre dans tout le domaine de la Manche la connaissance des marées et celle des courants de marée dans

les zones utiles. Il a ainsi servi à donner les conditions aux limites de modèles numériques d'emprise restreinte. Enfin, il a permis d'interpréter des mesures courantométriques exécutées *in situ*.

Rajoutons que le modèle réduit a été utilisé pour donner une représentation qualitative directe du rejet des masses d'eau chaude près des côtes et du champ de contamination. D'après les études de Hyacinthe cf. [2] le modèle est à peu près en similitude loin des côtes, près des côtes il ne l'est certainement pas. Les essais comparatifs entre sites permettent de juger le pouvoir de dispersion de chacun des points de rejet prévus, et de les comparer entre eux. On effectue aussi par là une nouvelle mesure des courants de dérive qui permet de bien voir la destinée des masses d'eau.

6. CONCLUSION

Nous venons de donner quelques idées sur les études que nous avons été amenés à faire au sujet des rejets en mer de grandes quantités d'eau marquée. Les problèmes sont multiples, mais nous avons insisté sur la notion de courant de dérive que l'on ne sait pratiquement pas mesurer *in situ* et pour lesquels, seuls les modèles, et notamment les modèles réduits, permettent de donner une valeur probable.

GABRIEL CHARBERT D'HIÈRES

Uniwersytet w Grenoble I

Instytut Mechaniki

KILKA PROBLEMÓW STWIERDZONYCH W BADANIACH
CHŁODZENIA SIŁOWNI JĄDROWYCH,
ZLOKALIZOWANYCH NAD BRZEGIEM MORZA PŁYWOWEGO

Streszczenie

Potrzeby energetyczne zmusiły projektantów siłowni energetycznych do korzystania z wody morskiej jako czynnika chłodzącego. Problemy związane z dyspersją są jeszcze dotąd mało znane; stwierdzono jednak, że w morzach o silnych prądach podstawą jest uwzględnianie prądów dryfowych. Pomiar tych prądów jest sprawą delikatną, toteż jedynie modele numeryczne lub fizyczne mogą się stać podstawą definicji hipotez.

W pracy przedstawiono kilka pomiarów, przeprowadzonych na modelu hydraulicznym kanału La Manche. Były to pomiary: chwilowych pól prędkości trajektorii, pól koncentracji zrzutów itp.

GABRIEL CHARBERT D'HIÈRES

Academy of Grenoble I

Institute of Mechanics

SEVERAL PROBLEMS OBSERVED IN INVESTIGATIONS
ON THE COOLING OF NUCLEAR POWER STATIONS SITUATED
ON THE COAST OF A TIDAL SEA

Summary

Energy demands led electrical power station designers to make use of sea water as a cooling factor. The problems of dispersion are still little-known; it has, however, been observed that in seas with strong tides, drift currents constitute the basic factor to be considered. As the measuring of such currents is a delicate matter, only numerical or physical models can constitute the basis for hypothetical definitions.

Several measurements conducted on a hydraulic model of the English Channel are presented in this paper. These measurements included: instantaneous fields of velocity, trajectories, discharge concentration fields etc.

BIBLIOGRAPHIE

LITERATURA

1. Bertrand B., Le Provost C., *Rôle du frottement dans la génération des courants moyens dans les mers à marées littorales*, Colloque franco-soviétique, Grenoble 1975.
2. Chabert d'Hières G., Hyacinthe J.L., *Similitude des phénomènes de diffusion géophysique*, La Houille Blanche 6, 1967.
3. Le Provost C., *Contribution à l'étude des marées dans les mers littorales*, Application à la Manche, Thèse de Doctorat es Sciences, Grenoble 1974.