

Manche
Modèle
Stratification
Température
Front thermique
English Channel
Model
Stratification
Temperature
Thermal front

Modélisation du régime thermique de la Manche

A. Agoumi, M. J. Enderlé, R. A. Gras

EDF, Direction des Études et Recherches, Département Environnement Aquatique et Atmosphérique, 6, quai Watier, 78400 Chatou, France.

Reçu le 7/4/83, révisé le 26/5/83, accepté le 2/6/83.

RÉSUMÉ

Un modèle de simulation du régime thermique de la Manche est présenté. Ce modèle permet de reproduire jour après jour les cycles annuels des températures, en surface et au fond de la Manche, à l'aide de données météorologiques et courantologiques. Pour la période étudiée (1962-1979), les températures de surface calculées par le modèle sont en bon accord avec les mesures disponibles. Des cartes d'isothermes moyennes mensuelles de surface et de fond de la Manche, ont été établies. L'évolution annuelle du déplacement de la zone frontale entre eaux stratifiées et eaux homogènes est représentée par le modèle.

Oceanol. Acta, 1983, 6, 4, 393-406.

ABSTRACT

Modelisation of the thermal regime in the English Channel

A simulation model of the English Channel thermal regime is presented. The model reproduces the annual cycles of surface and bottom temperatures in the Channel, using meteorological and current data. A good fit is obtained between surface temperatures calculated by the model and the available measurements over the period of simulation (1962-1979). Maps of the mean monthly isotherms of the surface and the bottom have been established. The seasonal shift of the frontal zone between well mixed and stratified water is reproduced by the model.

Oceanol. Acta, 1983, 6, 4, 393-406.

INTRODUCTION

La connaissance du régime thermique de la Manche, qui est très utile pour la bonne compréhension de divers mécanismes biologiques (structure des peuplements benthiques, ressources halieutiques, développement des dinoflagellées dans les zones de fronts thermiques...), reposait jusqu'à présent sur des mesures *in situ*, et des travaux théoriques ne donnaient que des informations partielles :

Les données de températures disponibles proviennent de mesures effectuées par les bateaux-feux, ou des bateaux commerciaux traversant la Manche. Ces mesures sont, pour la plupart, réalisées en surface, de façon irrégulière dans l'espace et dans le temps. Un regroupement et traitement de ces mesures ne peut suffire pour appréhender la structure thermique verticale, ni reconstituer le champ thermique en Manche et son évolution temporelle.

Parmi les travaux théoriques, il faut citer surtout :

— ceux relatifs à l'étude du front thermique en Manche occidentale. Pingree (1975 a), Fearnhead (1975) ont retrouvé, à l'aide de considérations énergétiques, la localisation du front à différentes périodes de l'année. Le critère de stratification établi rejoint celui de Simpson et Hunter (1974) : la possibilité de stratification en un lieu donné serait liée à la valeur du rapport : H/u^3 , H étant la profondeur d'eau, u la vitesse de courant de marée pour une marée de vive-eaux.

Les résultats de ces travaux fournissent une structure thermique pour une période particulière, mais n'en décrivent pas l'évolution temporelle ;

— les travaux de Lumby (1935) et Pingree (1975 b), qui se sont intéressés à l'aspect thermique en Manche à une grande échelle. Lumby a tracé une cartographie des températures de surface en Manche. Pingree, lui, a mis au point un modèle, simulant l'évolution thermique

dans la partie non stratifiée de la Manche (Est de La Hague) reposant sur une estimation des échanges air-mer tirée des mesures de températures collectées sur la période 1902 à 1927 par Lumby (1935).

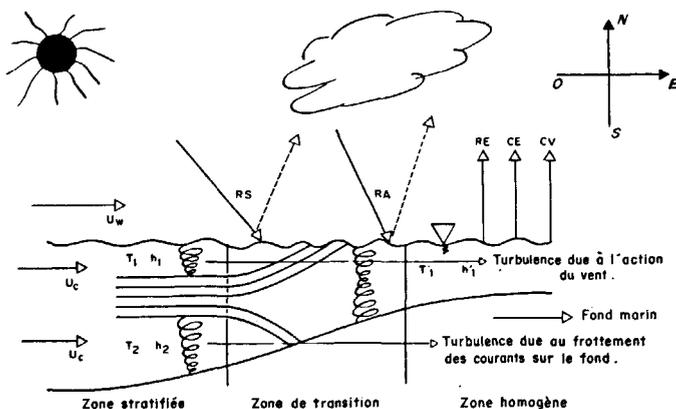
Nous nous proposons de compléter ces travaux par une reconstitution systématique de l'évolution des cycles de températures en surface et au fond sur plusieurs années. L'échelle spatiale considérée est un maillage de 6×6 milles; elle correspond à celle retenue actuellement pour des études biologiques, comme celle de la faune benthique en Manche (Cabioc, 1976). Le modèle de simulation de l'évolution thermique en Manche présenté s'appuie en ce qui concerne la stratification thermique et les fronts, en particulier sur les travaux de Le Saos (1979), Le Saos et Mariette (1981), Pingree (1975 b), Stigebrandt (1981), Altazin (1981)... Certaines hypothèses simplificatrices ont dû être retenues, notamment pour les courants, afin de pouvoir réaliser une simulation de l'évolution thermique annuelle, à la fois sur une longue période (1962-1979), et sur une aussi vaste zone que la Manche.

HYPOTHÈSES DU MODÈLE

La structure thermique de la Manche est caractérisée par une répartition verticale des températures différente de l'ouest à l'est du chenal. Cette différence ne s'observe qu'au printemps et en été, les masses d'eau étant entièrement mélangées en hiver.

Les travaux antérieurs et les mesures de profils thermiques disponibles montrent qu'au printemps et en été, la Manche peut être divisée en trois zones de limites géographiques variables au cours du temps (fig. 1) :

- une zone où le profil vertical de température présente un gradient thermique important. Cette zone se situe tout à fait à l'ouest;
- une zone où la température est homogène sur toute la profondeur. Elle représente la Manche orientale, du Cotentin au Pas-de-Calais;
- enfin la zone de transition entre les deux précédentes. Cette zone comprend deux parties, l'une où il subsiste



U_w : Vitesse du vent; U_c : Vitesse des masses d'eau; RS : Rayonnement solaire; RA : Rayonnement atmosphérique; RE : Rayonnement de l'eau; CV : Flux de chaleur dû à la convection; CE : Flux de chaleur dû à l'évaporation.

Figure 1
Structure thermique verticale en Manche.
Vertical thermal structure in the English Channel.

encore une légère stratification, l'autre où la température est pratiquement homogène; la jonction entre ces deux parties fait apparaître une discontinuité thermique horizontale appelée front thermique, dont la localisation varie au cours du temps.

Cette différence de structure thermique entre l'Ouest et l'Est est due en grande partie à la bathymétrie et aux courants de marée (fig. 1) : en Manche occidentale, on observe en été une stratification thermique verticale, avec un gradient atteignant 6°C . Au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'Est, les profondeurs d'eau deviennent plus faibles, et les courants de marée plus forts. La production d'énergie cinétique turbulente par frottement des courants sur le fond devient alors importante. La couche turbulente ainsi formée au voisinage du fond est d'autant plus épaisse que les courants sont forts; lorsqu'elle atteint le niveau de la thermocline, elle entraîne alors des eaux de surface vers les couches profondes. Dans la partie orientale de la Manche (à l'est de La Hague), cette couche intéresse l'ensemble de la masse d'eau : aucune stratification thermique ne peut alors se maintenir (voir fig. 1). Ainsi, la structure thermique verticale en Manche peut être schématisée comme résultant d'une compétition entre les échanges de chaleur à l'interface air-mer, tendant à stratifier la mer et les échanges d'énergies mécaniques avec l'atmosphère dus au vent et avec le fond dus aux courants tendant à l'homogénéiser.

Le schéma retenu pour décrire la structure thermique verticale est celui de deux couches d'épaisseurs variables (fig. 2) :

- la couche de surface est soumise au flux de chaleur dû aux échanges air-mer et à la turbulence due à l'action du vent;
- la couche du fond est une couche turbulente en raison des frottements des courants sur le fond.

Les échanges entre ces deux couches sont représentés – comme cela se fait souvent dans les modèles intégraux de thermocline Niiler et Krauss (1977) – par des vitesses d'entraînement d'une couche à l'autre, ces vitesses étant estimées à partir des énergies cinétiques turbulentes produites en surface et au fond.

Horizontalement, le modèle est bidimensionnel (x, y). Les connaissances actuelles sur l'évolution des courants en Manche (Maddock, Pingree, 1977; Manoha, 1977; Warluzel, 1976; Fornerino, Le Provost, 1982), ne nous permettaient pas d'avoir l'évolution du champ de courant (en Manche) tout au long de la période de simulation (1962-1979). Aussi, afin de représenter les échanges de chaleur horizontaux, nous avons retenu l'idée proposée par Pingree (1975 b) dans son modèle de la Manche-Est : les échanges thermiques horizontaux (l'advection, la dispersion) sont représentés par une dispersion globale.

Les coefficients de dispersion K_x, K_y seront alors des paramètres d'ajustement qui seront déterminés de façon à minimiser l'écart calcul-mesure.

A l'aide de ces différentes hypothèses, l'évolution thermique des masses d'eau en Manche est obtenue en intégrant les équations de masse, d'enthalpie et de l'énergie cinétique sur chacune des deux couches et cela

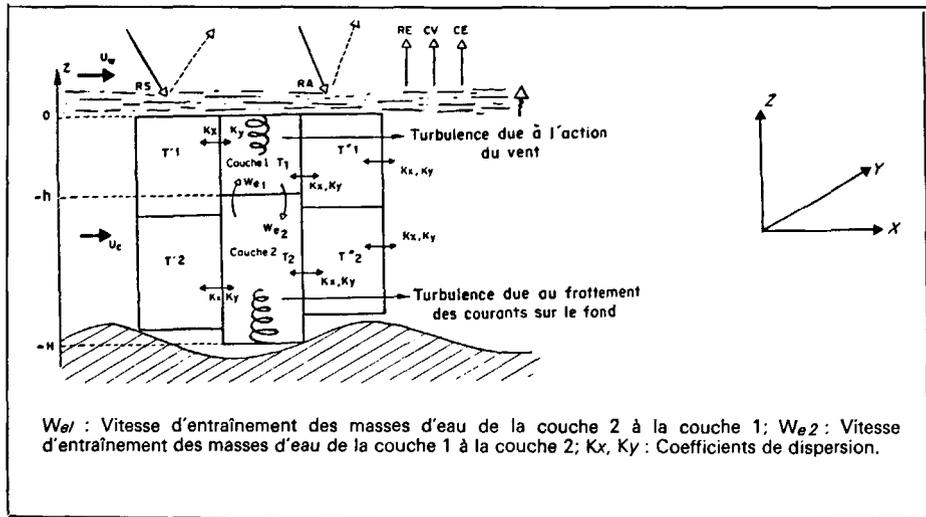


Figure 2
Structure du modèle.
The model structure.

en tout point. La figure 2 représente le schéma retenu dans notre modèle pour décrire les mécanismes internes de mélange dans la masse, et cite les différents phénomènes pris en compte.

ÉQUATIONS DU MODÈLE

Le schéma représentant la structure thermique verticale par deux couches homogènes d'épaisseurs variables nous permet d'intégrer sans difficulté les équations d'enthalpie et d'énergie cinétique turbulente (ECT) sur les deux couches. Les conditions aux limites nous permettent de fermer le problème à l'aide des différents flux turbulents en surface ($T'W'|_0$), à l'interface des deux couches ($T'W'|_{-h}$) et au fond ($T'W'|_{-H}$) :

- en surface $T'W'|_0 = P/\rho_0 C_p$; P, pertes énergétiques en surface;
- au fond $T'W'|_{-H} = 0$, les échanges avec le fond ont été considérés comme négligeables;
- à l'interface entre les deux couches :

$$\rho_0 C_p T'W'|_{-h+\varepsilon} = -\rho_0 C_p W_{e1} (T_1 - T_2), \quad \varepsilon \rightarrow 0,$$

$$\rho_0 C_p T'W'|_{-h-\varepsilon} = -\rho_0 C_p W_{e2} (T_1 - T_2), \quad \varepsilon \rightarrow 0$$

Après intégration des équations, le système d'équations à 5 variables [$T_1(x, y, t)$, $T_2(x, y, t)$ températures en surfaces et au fond, $h(x, y, t)$ hauteur de la couche de surface et $W_{e1}(x, y, t)$, $W_{e2}(x, y, t)$ vitesses d'entraînement d'une couche à l'autre] s'écrit :

Équation de masse

$$\frac{dh}{dt} = W_{e1} - W_{e2}. \tag{1}$$

Équations de l'énergie cinétique turbulente (ECT) intégrées

Le détail des notations utilisées est présenté en fin de texte.

Couche de surface

$$\underbrace{W_{e1}}_A = \frac{1}{T_1 - T_2} \left[\underbrace{\frac{2 m_v U_w^3}{g \alpha h}}_B - \underbrace{\left((1-n) \frac{P + |P|}{2 \rho_0 C_p} + \frac{P}{\rho_0 C_p} \right)}_C + \underbrace{\left(\frac{R(0) + R(-h)}{\rho_0 C_p} - \frac{2}{\rho_0 C_p h} \int_{-h}^0 R(z) dz \right)}_D \right]. \tag{2}$$

Cette équation exprime qu'il y a équilibre entre, d'une part la production d'ECT par l'action du vent en surface (B), par le refroidissement dû aux pertes à la surface (C), d'autre part la consommation d'ECT par le réchauffement dû aux pertes à la surface (C), par le réchauffement dû au rayonnement solaire (D) et par le refroidissement possible au bas de la couche de surface (A).

Couche du fond

$$\underbrace{W_{e2}}_E = \frac{1}{T_1 - T_2} \left[\underbrace{\frac{2 m_c U_c^3}{g \alpha (H-h)}}_F + \underbrace{\left(\frac{R(-H) + R(-h)}{\rho_0 C_p} - \frac{2}{\rho_0 C_p (H-h)} \int_{-H}^{-h} R(z) dz \right)}_G \right]. \tag{3}$$

Celle-ci exprime qu'il y a équilibre entre, d'une part la production d'ECT par frottement des courants sur le fond (F), d'autre part la consommation d'ECT par réchauffement dû au rayonnement solaire (G) et par le réchauffement possible au haut de la couche de fond (E).

Pour arriver à ces deux équations, nous avons supposé qu'en Manche les flux turbulents horizontaux sont négligeables devant les flux verticaux.

Équations d'enthalpies intégrées.

Couche de surface

$$\frac{\partial h T_1}{\partial t} = W_{e1} T_2 - W_{e2} T_1 - \frac{P + R(-h) - R(0)}{\rho_0 C_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left(h K_x \frac{\partial T_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h K_y \frac{\partial T_1}{\partial y} \right). \quad (4)$$

Couche du fond

$$\frac{\partial (H-h) T_2}{\partial t} = W_{e2} T_1 - W_{e1} T_2 + \frac{R(-H) - R(-h)}{\rho_0 C_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left((H-h) K_x \frac{\partial T_2}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left((H-h) K_y \frac{\partial T_2}{\partial y} \right). \quad (5)$$

Dans ce système, $P = RE + CV + CE - RA$ (fig. 1) sont les pertes en surface, $R(z)$ est le rayonnement solaire parvenant à la profondeur Z [$R(Z) < 0$ par convention de signe]. n, m_v, m_c sont des coefficients d'estimation de chaque mode de production de l'ECT. Ces paramètres seront définis ultérieurement.

Nous pouvons noter que le rapport H/u^{*3} (Simpson, Hunter, 1974), caractérisant la position du front, est retrouvé dans l'équation (3). On retrouve bien que si H/u^{*3} est faible, W_{e2} est important. Ce qui réduit la possibilité de stratification en un lieu donné.

DISCRÉTISATION

La Manche est représentée par un maillage couvrant toute la surface marine. Le pas d'espace choisi est $\Delta x = \Delta y = 6$ milles marins (fig. 3). On rappelle que la colonne d'eau est supposée constituée de deux couches d'eau homogènes en température et d'épaisseurs variables au cours de l'année.

A chaque maille (i, j) est associée une profondeur d'eau qui est celle correspondant au niveau moyen (fig. 4). Ce niveau est supposé horizontal et constant.

La résolution numérique du problème a été effectuée en utilisant une méthode explicite de résolution en différences finies (Pingree, 1975 b).

La stabilité numérique de la méthode utilisée nous impose les critères suivants (Pingree, 1975 b) :

$$\frac{4 K_x \Delta t}{(\Delta x)^2} < 1 \quad \text{et} \quad \frac{4 K_y \Delta t}{(\Delta y)^2} < 1.$$

Le pas de temps a été pris de 3 h, ce qui convient pour représenter l'évolution des échanges air-mer (le pas de temps minimal des données météorologiques disponibles est de 3 h). Le critère de stabilité impose donc : $K_x < 2858 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $K_y < 2858 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Conditions aux limites

Bien que la structure verticale en mer soit homogène en hiver, nous maintenons artificiellement le schéma des deux couches, car il permet de reproduire le début de la stratification au printemps : en effet, ce sont les couches de surface qui emmagasinent le rayonnement solaire au printemps et qui permettent la stratification sous l'effet du vent. En hiver, la couche de surface est maintenue à une faible épaisseur (50 cm), avec une température supérieure de 0.1°C à celle de la couche du fond.

Une étude de sensibilité à l'épaisseur de cette couche de surface hivernale a montré que la réponse du modèle est identique pour une épaisseur variant de 0 à 1 m.

Aux frontières Est et Ouest du domaine étudié, nous ne disposons pas de chronologies de mesures de température suffisantes. Il a fallu reconstituer des chroniques en supposant les masses d'eau soumises aux seuls échanges air-mer. Ce calcul a été ajusté sur les mesures disponibles.

Une étude — présentée par Agoumi (1982) — sur la réponse du modèle à une légère perturbation de l'état initial, a montré que l'effet de cette perturbation disparaît au bout de 2 années de simulation. Afin d'obtenir un état initial fiable en janvier 1962, nous avons donc commencé en 1960 avec un état initial estimé à l'aide des mesures.

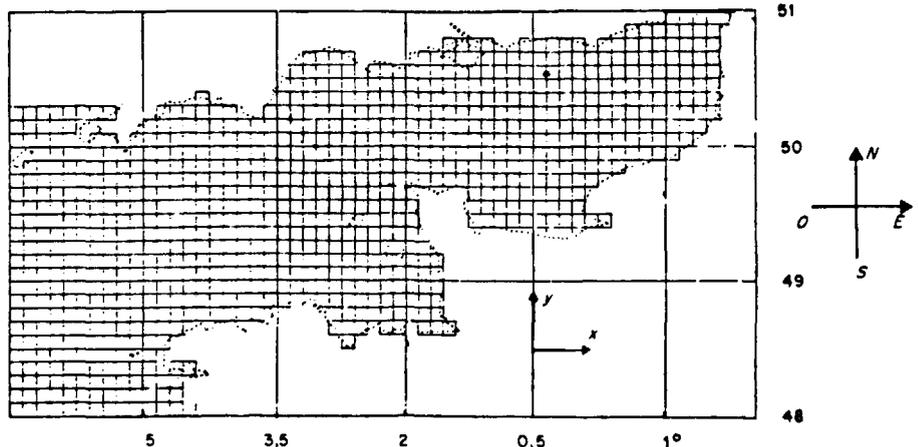


Figure 3
Maillage considéré dans la simulation.
Map of the Grid used in the computation.

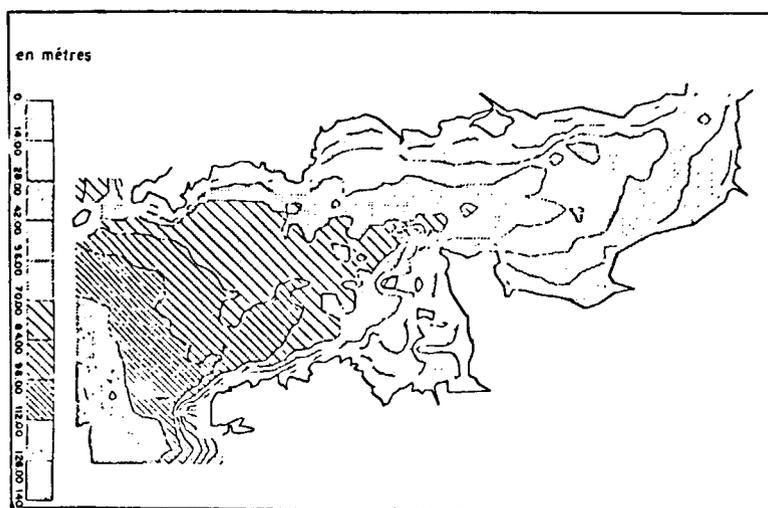


Figure 4

Courbe isobathymétrique en Manche.

◀ Bathymetry in the English Channel.

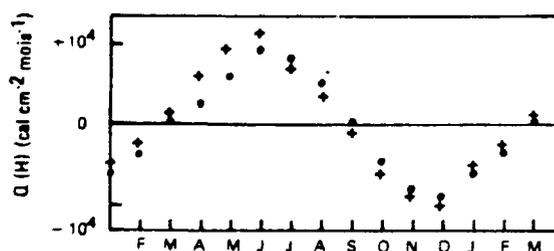


Figure 5

Comparaison entre le bilan à l'interface air-mer estimé par Pingree (1975 b) (.) et celui calculé à l'aide de données météorologiques (+).

Comparison between the net heat at the water surface estimated by Pingree (1975 b) (.) and an estimation with the meteorological data (+).

DONNÉES CONSIDÉRÉES

Le système d'équations précédent montre que la résolution complète du problème nécessite la connaissance de données météorologiques et courantologiques tout au long de la période de simulation.

Données météorologiques

L'approche consistant à reconstituer un champ de paramètres météorologiques en Manche à partir des relevés aux stations côtières françaises et anglaises, n'est pas réaliste vu le peu de renseignements disponibles sur les conditions régnant au large. La solution retenue a été de tester le modèle en utilisant les données météorologiques de différentes stations, et d'opter pour la station donnant la meilleure comparaison calculs-mesures. En effet, il s'est avéré que les données de la station de La Hague permettaient de représenter au mieux les échanges air-mer en Manche, même pour des zones relativement éloignées. Les données de cette station nous ont permis d'évaluer le bilan énergétique à l'interface air-mer. Les paramètres météorologiques utilisés sont : la vitesse du vent, la nébulosité, la température de l'air, la pression atmosphérique et l'humidité relative.

Les termes du bilan énergétique RE, RS, RA, CV, CE sont calculés au cours de la simulation en utilisant des formules faisant intervenir les différents paramètres météorologiques et la température de l'eau de surface calculée (Gras, 1969; Klein, Bonnaud, 1977).

Le calcul détaillé de ces différents termes du bilan en fonction des paramètres météorologiques précédents est donné dans la thèse de Agoumi (1982).

Pour la fonction de vent, intervenant dans les formules exprimant la convection CV et l'évaporation CE, nous avons retenu la formule de Sweers (1976) : $C(U) = a(1 + U)$; U, vitesse de vent à 2 m, le coefficient a est un paramètre qui sera ajusté ultérieurement.

Pingree (1975 b), a présenté une estimation des bilans mensuels de chaleur à l'interface air-mer, pour la Manche-Est à partir des mesures de température relevées par Lumby (1935). Nous avons calculé le bilan,

à partir d'une simulation de l'évolution thermique d'une masse d'eau de 40 m. Les bilans obtenus sont du même ordre de grandeur (fig. 5).

Données de courants

Pour évaluer l'énergie cinétique turbulente produite par le frottement des courants sur le fond, il est nécessaire de connaître à chaque pas de temps de calcul, et en chaque point de simulation, l'intensité moyenne de courant sur la verticale.

Une étude de sensibilité a montré qu'à notre échelle d'étude, il suffisait de connaître l'intensité moyenne du courant sur une marée. Les modèles mathématiques de simulation des courants de marée en Manche faits par Warluzel (1976) et Manoha (1977) nous ont fourni en tout point de la Manche les modules moyens de courant pour les marées de coefficient 45 et 95.

Afin de reconstituer les modules moyens pour tous les coefficients de marée, on a supposé que la variation de l'amplitude des vitesses avec le coefficient de la marée était linéaire. De cette façon, on a pu reconstituer, en tout point de la Manche, le module moyen journalier du vecteur vitesse tout au long de la période 1960-1979.

Données de température

Pour l'ajustement du modèle, nous disposons de mesures de température de surface tout au long de la période de simulation 1962-1979. Ces mesures sont d'origines très différentes. On peut les séparer en deux catégories :

- les mesures effectuées à partir de bateaux-feux de façon régulière et en quelques points de la Manche. Ces mesures semblent cohérentes et fiables et relativement précises;

- les mesures faites à partir de bateaux commerciaux; ces mesures semblent imprécises et entachées de biais. La comparaison entre le calcul et les mesures met bien en évidence la différence de qualité de mesures.

RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Après avoir présenté le modèle mathématique et choisi les données d'entrée, il s'agit maintenant de déterminer les valeurs numériques des coefficients du modèle. Ils peuvent être regroupés en trois types :

- ceux concernant la répartition de l'énergie sur la verticale n , m_c , m_v [cf. équations (2), (3)];
- ceux estimant les échanges air-mer. a , coefficient du vent;
- ceux des échanges horizontaux entre différentes masses d'eau K_x , K_y , coefficients de dispersion.

n , m_c , m_v

n , part de l'ECT dissipée suite à un refroidissement en surface;

m_v , part de l'ECT issue de l'action du vent en surface qui servira au mélange;

m_c , part de l'ECT issue du frottement des courants sur le fond qui servira au mélange.

Dans les divers modèles de thermocline et de fronts thermiques, on peut constater des différences nettes dans les valeurs attribuées à ces coefficients. Ainsi, Denman (1973), Stigebrandt (1981), présentent des modèles en convection pénétrante ($n=1$) alors que Le Saos et Mariette (1981), Altazin (1981) considèrent la convection non pénétrante ($n=0$).

De la même façon pour m_v (0.12 : Le Saos, Mariette, 1981; et 1.25 : Turner, 1973) et m_c (0.06 : Garrett, 1978; et 1.25 : James, 1977).

Pour notre part nous avons considéré un modèle avec convection non pénétrante $n=0$, $m_c=0.07$ et $m_v=0.5$.

Coefficients du vent et dispersion horizontale

Compte tenu de l'échelle spatiale à laquelle nous travaillons, les conditions climatologiques et courantologiques étant différentes entre l'ouest de la Manche et le Pas-de-Calais, il est nécessaire d'affecter aux paramètres de vent (a) et de dispersion (K_x , K_y) des valeurs distinctes en diverses régions de la Manche.

Nous avons pour cela découpé la Manche en neuf zones où ces paramètres ont été supposés homogènes (fig. 6). Ce découpage en zones a été conçu en fonction de la géométrie du chenal, et surtout en prenant en considération la structure des courants de marée en Manche. Cette structure courantologique a été relevée

d'après les cartes de courants de marée établies par Warluzel (1976) et Manoha (1977). Les zones où les courants ont une direction privilégiée ont été isolées (zones 3, 4, 6, 7 et 8), de même que celles où les courants de marée ont une structure particulière (les baies 5 et 9). Avec ces hypothèses on est amené à déterminer les 27 paramètres suivants :

Coefficients du vent	$a_1 \dots a_9$	dans les zones
		1, ..., 9
Coefficients de dispersion	$K_{x1} \dots K_{x9}$	→ « dispersion en x »
	$K_{y1} \dots K_{y9}$	→ « dispersion en y ».

La détermination de ces paramètres est obtenue en minimisant par zone l'écart absolu moyen entre les températures calculées et mesurées. 1968-1971 est la période retenue pour l'ajustement, en raison du nombre important de données durant ces années.

Par simplification, l'optimisation a été faite en deux étapes, en recherchant la meilleure pour les coefficients a_i , puis celles des coefficients K_{xi} , K_{yi} en supposant que les coefficients optimaux a_i sont indépendants des paramètres de dispersion. En pratique cela est à peu près exact. Il nous a semblé inutile de rechercher l'optimum absolu, étant donné la bonne qualité des résultats et les imprécisions sur les données disponibles.

Avec le modèle sans dispersion horizontale $K_x = K_y = 0$, la figure 7 montre comment évoluent les écarts absolus

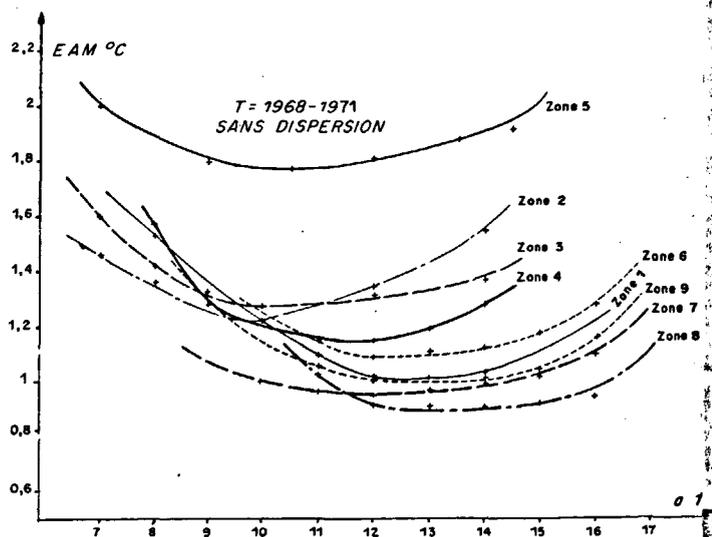


Figure 7
Variation de l'écart absolu moyen entre températures de surface calculées et mesurées en fonction du coefficient de vent (a) dans les différentes zones (dispersion horizontale nulle $k_x = k_y = 0$).
Mean absolute difference between measured and computed surface temperatures as a function of wind coefficient (a) for each zone (without horizontal dispersion. $k_x = k_y = 0$).

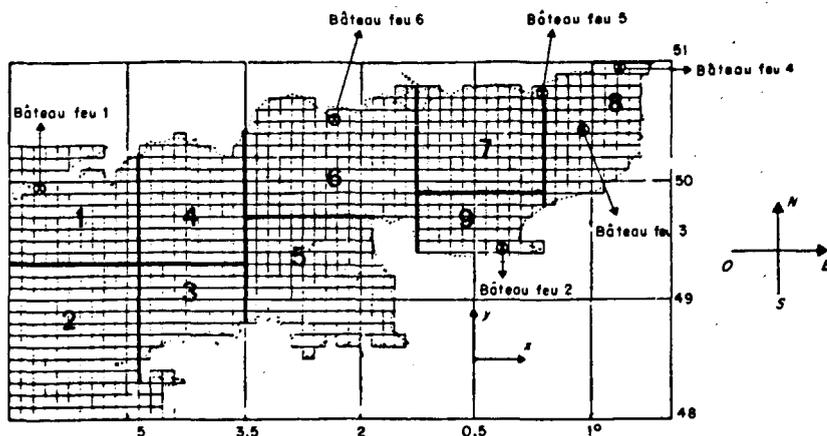


Figure 6
Les différentes zones de découpage de la Manche.
Different main zones used in the model.

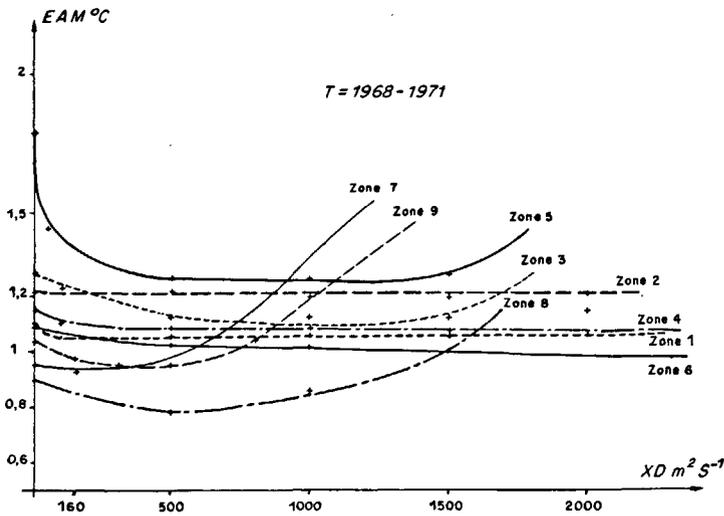


Figure 8

Variation de l'écart absolu moyen entre températures de surface calculées et mesurées en fonction du module de dispersion XD_i dans les différentes zones.

Mean absolute difference between measured and computed surface temperatures as a function of dispersion intensity XD_i for each zone.

moyens entre calcul et mesure, en fonction du coefficient de vent (a), dans les différentes zones. Ces résultats montrent qu'un coefficient de l'ordre de 0,001 2 pour les zones 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, et 0,001 5 pour les zones 8, 9 permettent d'avoir les meilleurs résultats.

En considérant les mesures des bateaux commerciaux seuls, l'écart obtenu est de l'ordre de 1°C, alors qu'il n'est que de 0,7°C en considérant les mesures des bateaux-feux.

Ces premiers résultats, acquis sans échanges horizontaux, sont assez réalistes pour le large là où les profondeurs sont peu variables. Dans les régions côtières, la baie du Mont-Saint-Michel par exemple, une telle simplification donne de mauvais résultats, ce qui semble normal vu les gradients bathymétriques locaux, et par conséquent l'importance des échanges horizontaux.

L'étape suivante est donc de tenir compte des échanges horizontaux. Ces échanges sont dus aux déplacements des masses d'eau surtout du fait des courants de marée. La dispersion est donc anisotropique, avec une direction privilégiée dépendant de ces courants. Dans chaque zone (i) — la dispersion étant supposée uniforme — deux paramètres seraient donc nécessaires (K_{xi} , K_{yi}) pour définir complètement le tenseur dispersion. Afin de simplifier la recherche des paramètres optimaux, nous avons considéré que le rapport K_{yi}/K_{xi} était constant par zone. Les cartes de courants nous ont conduit à associer à chacune des zones un angle α_i (direction principale des courants), tel que :

$$\forall i, i \in \{1, \dots, 9\}, \quad \operatorname{tg} \alpha_i = K_{yi}/K_{xi}$$

où K_{xi} , K_{yi} sont les coefficients de dispersion en x et y dans la zone i . Les angles α_i retenus pour les différentes zones sont :

$$\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_5 = \alpha_8 = 45^\circ,$$

$$\alpha_3 = \alpha_4 = \alpha_6 = \alpha_9 = 10^\circ, \text{ et } \alpha_7 = 30^\circ.$$

Cette hypothèse réduit le nombre de paramètres de dispersion à un par zone : on le désignera « module de dispersion » dans la zone i :

$$XD_i = \sqrt{KX_i^2 + KY_i^2}.$$

Sur la figure 8 est représentée l'évolution de l'écart absolu moyen entre températures de surface calculées et mesurées en fonction du module de dispersion, et ceci pour les neuf zones. L'amélioration apportée par la prise en compte de la dispersion est plus ou moins importante selon la zone. Dans les zones 3, 4, 5, 6, cette amélioration est assez sensible. Il s'agit de zones où les courants de marée sont assez forts, ce qui explique l'importance des échanges horizontaux dans ces régions. Cela n'est pas le cas pour les zones 1, 2, 4, zones du large où les courants restent faibles et où la profondeur varie peu. Les coefficients XD_i retenus pour les différentes zones, et les résultats des calculs de comparaison correspondants sont ceux présentés sur le tableau 1. Les coefficients de dispersion obtenus sont du même ordre de grandeur que ceux retenus par Pingree, dans son modèle de la Manche-Est (Pingree, 1975 b). Signalons que, parallèlement, un ajustement a été effectué à chaque position de bateaux-feux. Les résultats obtenus sont meilleurs en ces points. Les valeurs des modules de dispersion optimum retenus coïncident avec ceux des zones correspondantes (tabl. 2). La période d'ajustement du modèle va de 1968 à 1971 ;

Tableau 1

Module de dispersion optimale zone par zone et paramètres de comparaison entre calculs et mesures correspondants en utilisant l'ensemble des données (1968-1971).

Dispersion intensity optimum for each zone and parameters of the comparison between computed and measured temperatures for all sets of data (1968-1978).

	XD_i optimum ($m^2 \cdot s^{-1}$)	Écart absolu moyen	Écart-type des écarts absolus	Écart moyen	Écart-type des écarts
Zone 1	100	1,06	1,02	-0,05	1,47
Zone 2	100	1,21	1,16	0,27	1,66
Zone 3	1000	1,16	1,20	0,25	1,65
Zone 4	2000	1,05	1,04	-0,07	1,48
Zone 5	1000	1,25	1,13	0,48	1,62
Zone 6	2900	0,97	0,95	0,1	1,36
Zone 7	160	0,93	0,90	0,04	1,29
Zone 8	500	0,78	0,72	-0,1	1,06
Zone 9	500	0,95	0,92	0,28	1,29

Tableau 2

Module de dispersion optimale et paramètres de comparaison entre calculs et mesures correspondants en utilisant les données des bateaux-feux 1, 2, 3 (1968-1971).

Dispersion intensity optimum and parameters of the comparison between computed and temperatures using light ship (1, 2, 3) measured data (1968-1971).

	XD_i optimum ($m^2 \cdot s^{-1}$)	Écart absolu moyen	Écart-type des écarts absolus	Écart moyen	Écart-type des écarts
Bateau 1 (Zone 1)	100	0,78	0,61	-0,18	0,98
Bateau 2 (Zone 9)	500	0,67	0,51	0,46	0,70
Bateau 3 (Zone 8)	500	0,62	0,47	-0,27	0,75

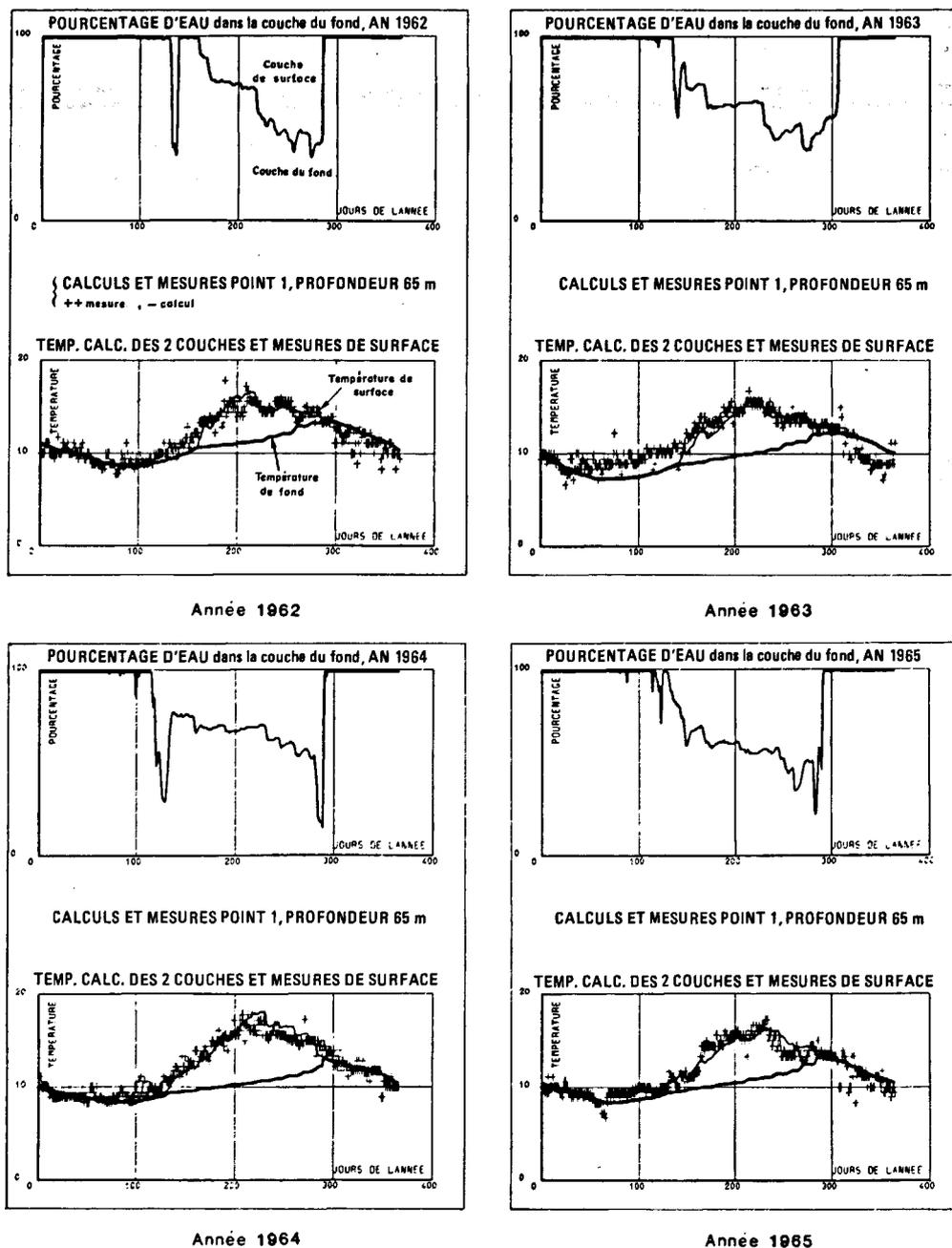


Figure 9
 Calculs et mesures au point 1 (bateau feu) 1962-1965.
 Computations and measurements at point 1 (light vessel)
 1962-1965.



la validation a bien sûr été faite sur une autre période : 1962-1965, période où l'on dispose également d'un nombre important de mesures. Les comparaisons calculs/mesures sur cette période sont présentées ici pour trois points de la Manche (point 1, point 2, point 3), sur les figures 9, 10 et 11.

Le point 1, à l'entrée de la Manche, est un point à forte stratification thermique; les températures de surface estimées par le modèle sont en bon accord avec les mesures *in situ*.

Le point 2 est un point plus à l'Est; la stratification y est moins importante. Ceci est dû aux courants plus importants dans cette région. Les écarts entre températures calculées et mesurées sont parfois plus grands

qu'au point 1, mais il faut noter que les mesures sont moins nombreuses et peut-être plus dispersées.

Le point 3 est un point tout à fait à l'est, en zone homogène. La comparaison est satisfaisante; on notera cependant que pendant l'hiver 1963, qui était très froid, les températures calculées par le modèle sont moins basses que celles relevées *in situ*! En ce point les températures calculées sont fortement influencées par les conditions aux frontières imposées dans le calcul; celles-ci sont certainement peu réalistes durant cette période.

Les comparaisons faites ci-dessus ne portent que sur les températures de surface. En pratique on ne disposait malheureusement que de quelques profils instantanés

relevés au cours de campagnes, qui ne permettaient pas d'avoir une comparaison statistique pour vérifier la validité des températures du fond. Cependant la bonne représentation des températures de surface dans les zones stratifiées est un indice pour dire que les températures de fond sont réalistes, étant donné que le bilan d'énergie est bouclé correctement.

L'examen de ces résultats montre que déjà, en l'absence de toutes considérations hydrauliques en rapport avec le déplacement horizontal des masses d'eau, la comparaison calculs-mesures est presque satisfaisante. Cela explique en grande partie qu'une schématisation extrême des échanges horizontaux soit suffisante pour aboutir à des résultats convenables. La prise en compte

des courants résiduels ne peut apporter de modification sensible des résultats étant donné leur faible intensité. En revanche, il est à penser que dans certaines zones, les baies par exemple, une description plus exacte du mouvement des masses d'eau rendrait mieux compte de la réalité dans la zone concernée.

Les résultats de cette simulation vont nous permettre d'analyser l'évolution thermique annuelle en Manche. Pour cela, nous avons tracé, à l'aide des résultats moyens du modèle sur la période 1962-1979, les isothermes en surface et au fond de la Manche (fig. 12). L'ensemble de ces isothermes est présenté dans la thèse de Agoumi (1982).

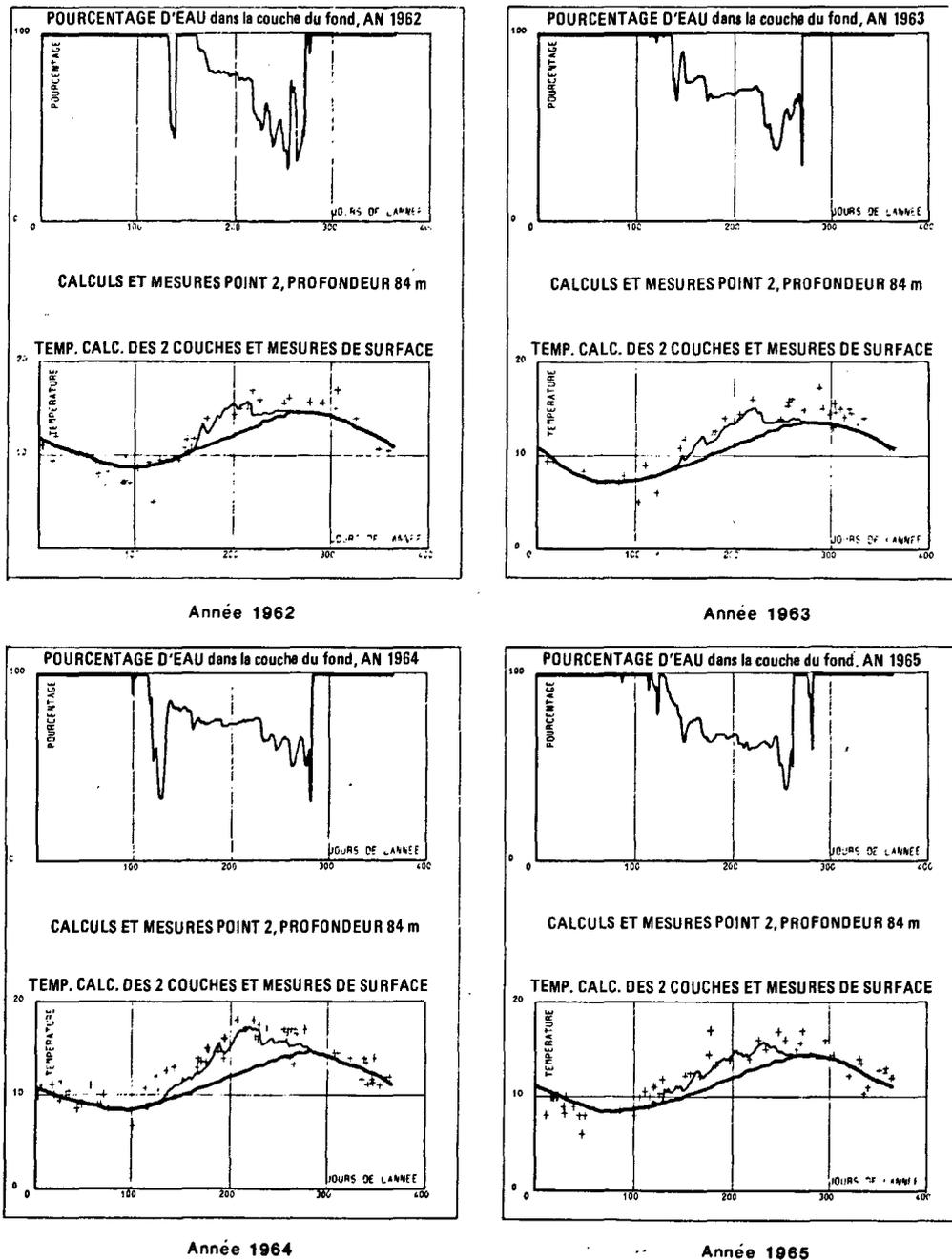


Figure 10
Calculs et mesures au point 2 1962-1965.
Computations and measurements at point 2 1962-1965.



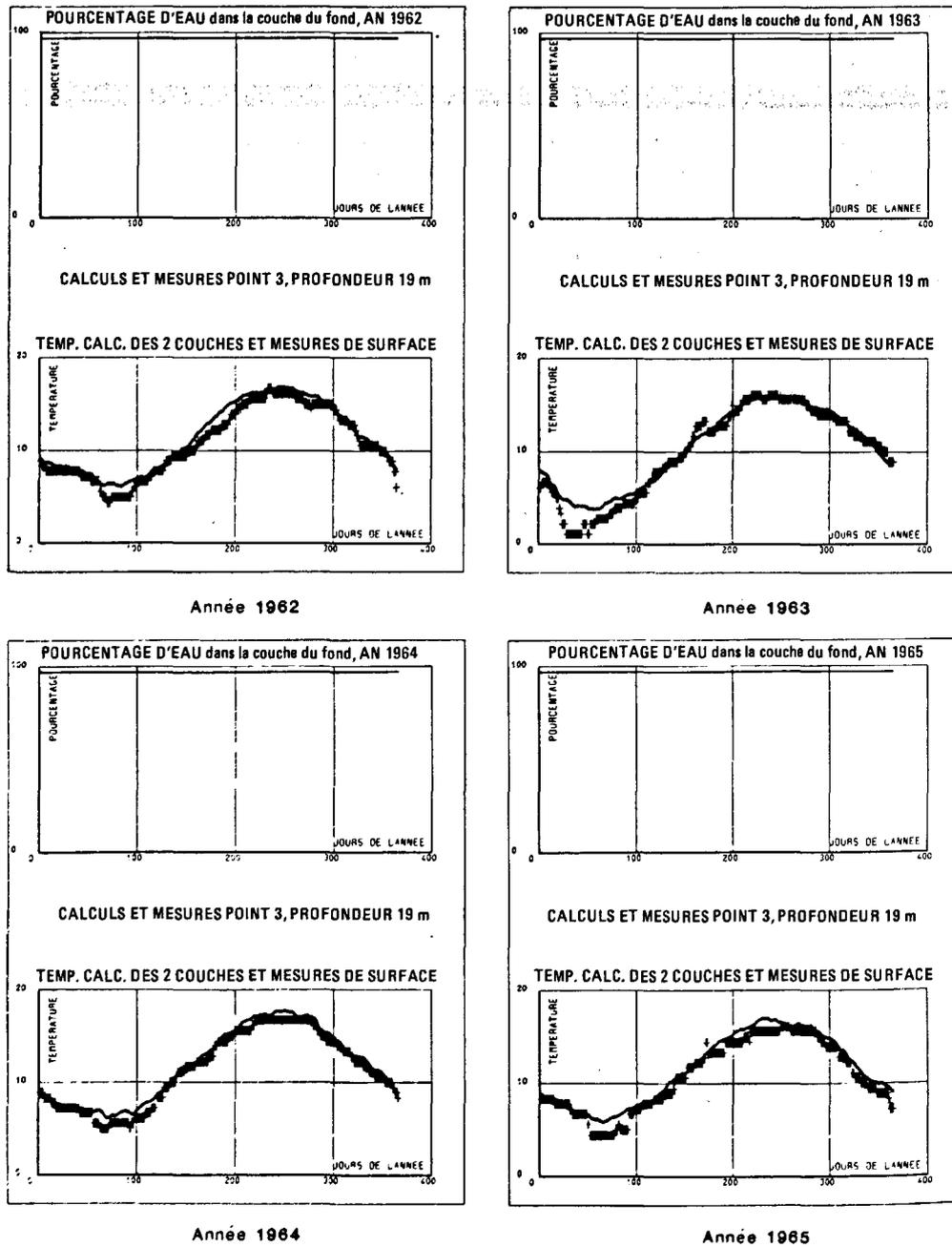


Figure 11
 Calculs et mesures au point 3 (bateau feu) 1962-1965.
 Computations and measurements at point 3 (light vessel)
 1962-1965.



Janvier

La température est homogène sur la verticale en tout point de la Manche. A l'ouest du Cotentin, les températures sont assez uniformes, de l'ordre de 11°C. En Manche-Orientale, les températures varient entre 10°C (au large de La Hague) et 7°C (Pas-de-Calais). Les masses d'eau les moins profondes correspondent aux plus faibles températures. Les isothermes en Manche-Est ont une allure similaire aux isobathes (fig. 12).

Février

Le bilan énergétique à l'interface air-mer est négatif pour l'ensemble de la Manche. Vers le Pas-de-Calais les températures de surface sont de 6°C, au large du Cotentin les températures baissent de façon moins rapide. Le gradient thermique horizontal en Manche-Est s'est donc accru depuis le mois de janvier. A l'ouest de la Manche, la grande inertie des masses d'eau fait que leurs températures varient très lentement; elles sont de l'ordre de 9 à 10°C.

Mars

Le bilan d'énergie à l'interface air-mer devient pratiquement nul pour les masses d'eau peu profondes de la Manche-Est, et les températures n'y décroissent plus. En revanche, à l'Ouest, les masses d'eau continuent de se refroidir; on arrive de la sorte à un gradient thermique horizontal de moins en moins important, des isothermes de forme similaire aux isobathes apparaissant aussi en Manche-Ouest.

Avril-mai

Le bilan énergétique devient positif dans l'ensemble de la Manche. Les régions peu profondes voient leur température augmenter rapidement rejoignant ainsi celles des plus inertes. Au mois de mai, la température de surface en Manche est à peu près uniforme : de 9 à 10°C. Au fond la situation est à peu près similaire.

A cette époque de l'année une légère stratification thermique commence à l'ouest (écart de température surface-fond 0,5 à 1°C).

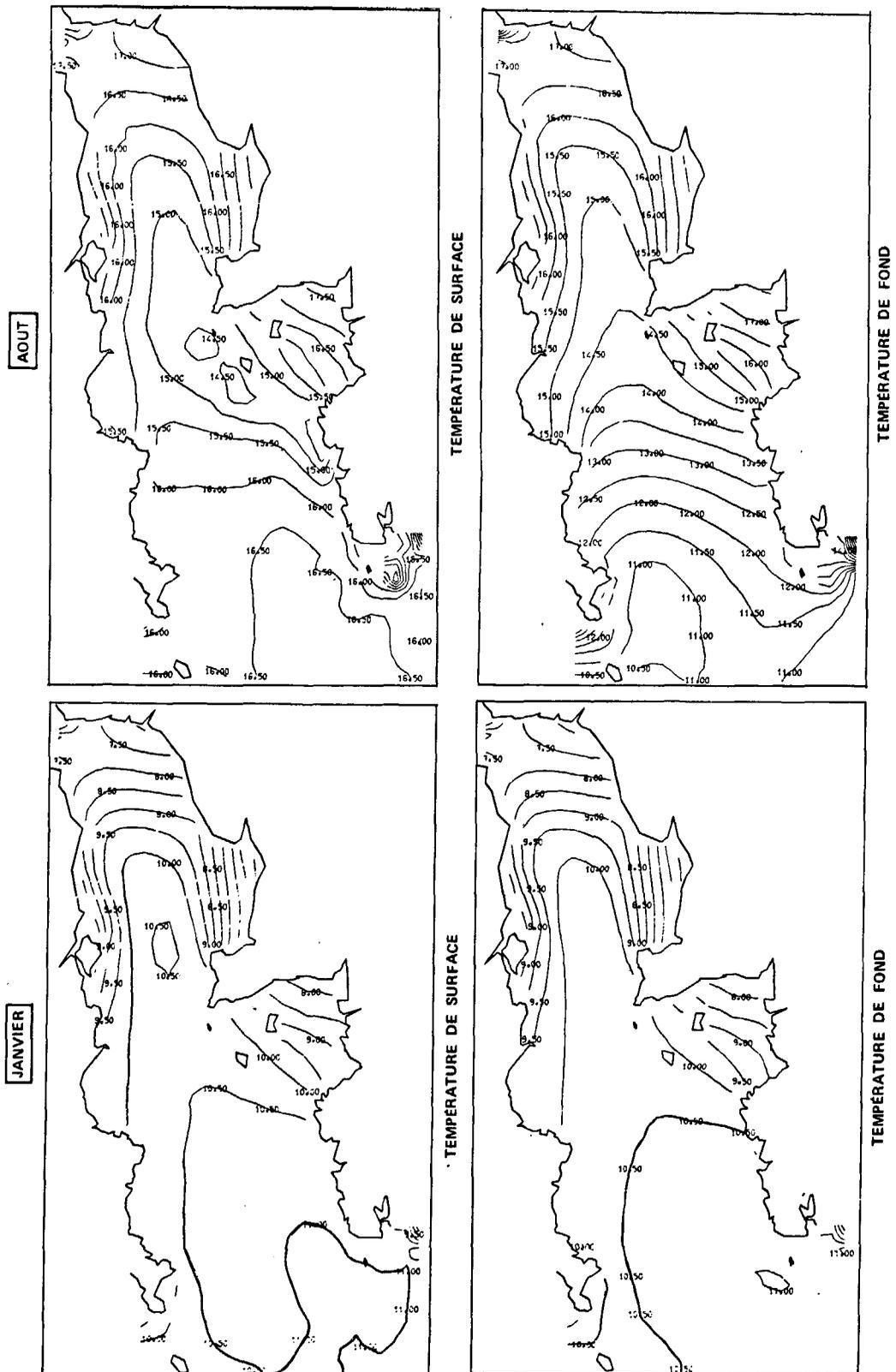


Figure 12
Moyenne mensuelle des températures de surface et de fond pour la période 1962-1979 (janvier, août).
Monthly mean sea surface and bottom temperature over the period 1962-1979 (January, August).

Juin-juillet

Les isothermes de surface montrent en juin, juillet, la présence d'une lentille d'eau plus froide au large de La Hague. Cette zone n'est pas stratifiée, les profondeurs d'eau y sont importantes (40 à 50 m), aussi, la température moyenne y est plus faible que dans les zones homogènes peu profondes, situées à l'Est, et plus faible également que dans les zones stratifiées situées à l'Ouest.

Août

Les températures de surface tendent vers une valeur uniforme sur la presque totalité de la Manche : 15 à 17°C. Des gradients thermiques horizontaux importants sont cependant à noter, au voisinage de l'île d'Ouessant : front thermique de Ouessant (Altazin, 1981).

Les isothermes du fond indiquent un gradient Est-Ouest atteignant 7°C. Ceci est dû à l'échauffement continu des masses d'eau du Pas-de-Calais et à la stationnarité de la température des couches d'eau profondes à l'entrée de la Manche.

Septembre-octobre

Le vent d'automne déstratifie la Manche à l'Ouest. Les températures de surface après mélange s'abaissent fortement du fait du mélange vertical. Des températures de 13°C de surface vers l'entrée de la Manche peuvent alors s'observer, tandis qu'au Pas-de-Calais la température de surface reste encore à 16°C.

Novembre-décembre

Le refroidissement se poursuit, la zone se situant au large de La Hague a la plus grande réserve d'énergie : en décembre elle forme une zone légèrement plus chaude que le reste des masses d'eau. Sa température se maintient à 12°C, alors que les autres sont à 10°C.

Afin de visualiser l'évolution tout au long de l'année de la zone limite entre eaux stratifiées et eaux homogènes, nous avons tracé les lignes d'écart de températures surface-fond égaux 0,5°C. Cette zone se déplace de l'Ouest vers l'Est entre mai et juillet, elle recule ensuite vers l'Ouest. L'avancement vers l'Est a lieu en 3 mois, alors que le recul vers l'Ouest est plus long, 4 mois ; ceci est dû à l'inertie thermique (fig. 13).

Ce résultat est en concordance avec les travaux de Pingree sur la localisation du front thermique en Manche occidentale (Pingree, 1975 a).

CONCLUSION

Un modèle mathématique a été développé afin de simuler la répartition spatio-temporelle de la température en Manche. Une simulation sur la période 1962 à 1979, a été réalisée en utilisant les données météorologiques de la station de La Hague, ainsi que les courants de marée calculés par le modèle (Warluzel, 1976; Manoha, 1977).

Cette simulation a permis de reconstituer l'évolution des températures de surface et de fond en tout point de la Manche tout au long de différents cycles annuels. La comparaison des températures de surface calculées et mesurées a montré que le modèle permettait de reconstituer de façon réaliste jour après jour ces températures en tout point de la Manche, l'écart absolu moyen entre calculs et mesures étant de 0,7°C pour les mesures précises faites aux bateaux-feux, et de 1°C pour les mesures des bateaux commerciaux. D'autre part, le modèle permet de reproduire la formation et l'évolution annuelle de la zone frontale séparant les eaux stratifiées des eaux homogènes à l'ouest de la Manche.

Il est important de noter que les résultats de ce modèle sont très satisfaisants malgré les hypothèses simplificatrices considérées (structure verticale à 2 couches, pas de prise en compte des phénomènes advectifs). Ceci

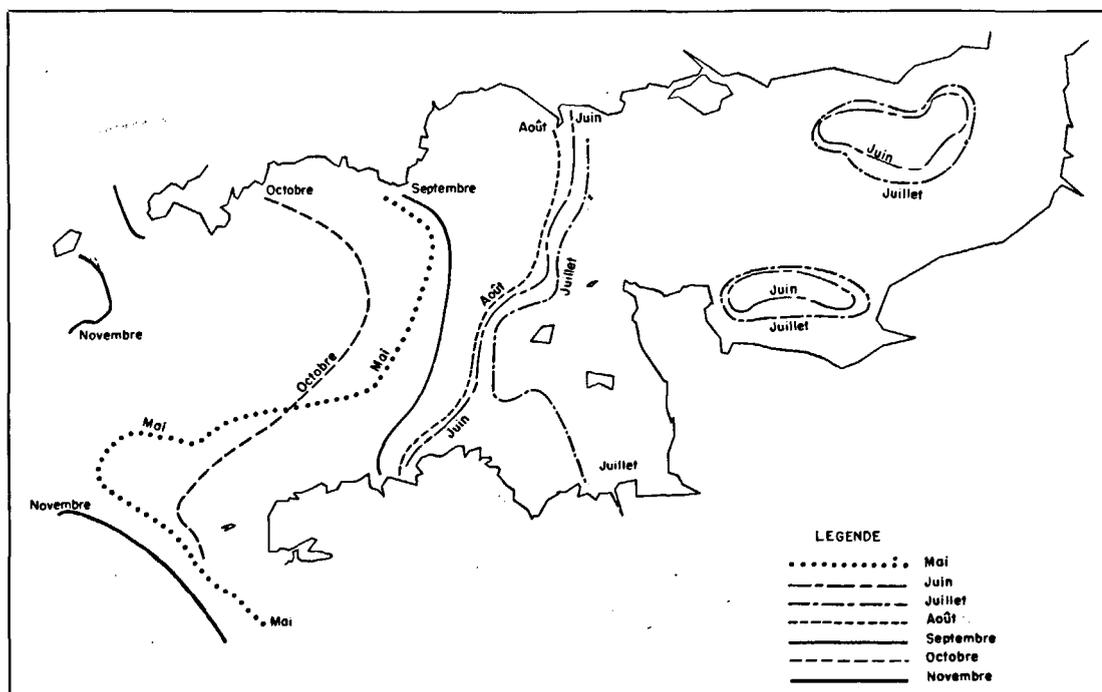


Figure 13
Déplacement tout au long de l'année des lignes d'écart des températures surface-fond égaux à 0,5°C.
Annual displacement of the zone where difference between surface and bottom temperatures amounts to 0.5 C.

vient confirmer le fait que les échanges de chaleur à l'interface air-mer et les échanges énergétiques verticaux sont en Manche prépondérants par rapport aux échanges thermiques horizontaux. Il faudrait cependant noter que les hypothèses du modèle ne permettent pas

d'étudier avec précision les zones où les phénomènes locaux sont prépondérants (par exemple les zones côtières, les baies...). Pour avoir une description plus réaliste dans ces zones particulières, une représentation plus fine serait nécessaire.

Notations

$-\alpha$	Coefficient d'expansion thermique $-\alpha = 1/\rho(\partial\rho/\partial T) P, S,$
ρ_0	masse volumique de référence de l'eau,
ρ_a	masse volumique de l'air,
C_p	chaleur spécifique à pression constante de l'eau,
C_D	coefficient de frottement des courants sur le fond $= 2.1 \cdot 10^{-3},$
C_{10}	coefficient de frottement du vent $= (1 + 0.03 U_{10}) 10^{-3}$ (Coantic, 1978).
ECT	énergie cinétique turbulente,
g	valeur absolue de l'accélération de la pesanteur,
H	profondeur totale d'une masse d'eau,
h	profondeur de la couche de surface de la masse d'eau,
kx_i	dispersion selon la direction Ox , dans la zone $i,$
ky_i	dispersion selon la direction Oy , dans la zone $i,$
m_c	coefficient de paramétrisation du mode de production de l'énergie cinétique turbulent par frottement des courants sur le fond,
m_v	coefficient de paramétrisation du mode de production de l'énergie cinétique turbulent par frottement du vent en surface,
m	coefficient de paramétrisation du mode de production de l'énergie cinétique turbulent,
P	pertes à l'interface air-mer, $P = RE + CV + CE - RA,$
RE	rayonnement infrarouge émis par la surface de la mer,
RA	rayonnement infrarouge incident à la surface de la mer,
CV	flux de chaleur dû à la convection,
CE	flux de chaleur dû à l'évaporation,
RS	rayonnement solaire pénétrant en surface de l'eau,
$R(Z)$	rayonnement solaire parvenant à la cote Z de la masse d'eau ($Z < 0$), $R(Z) = RS(0.78 e^{0.66Z} + 0.22 e^{0.125Z})$, par convention $R(Z) < 0$, $\forall Z$ (voir Klein, 1980),
T_1	température de la couche de surface (1),
T_2	température de la couche du fond (2),
U_c	vitesse moyenne sur la verticale du courant de marée,
U_v	vitesse du vent à 10 m de la surface,
U_*^*	vitesse de friction des courants sur le fond,
	$U_*^* = \sqrt{C_D} U_c,$
U_v^*	vitesse de friction du vent en surface,
	$U_v^* = \sqrt{\frac{C_{10} \rho_a}{\rho_0}} U_{v0},$
W_{e1}	vitesse d'entraînement des masses d'eau de la couche du fond (2) vers la couche de surface (1),
W_{e2}	vitesse d'entraînement des masses d'eau de la couche du fond (1) vers la couche de surface (2),
XD_i	module de dispersion dans la zone i ($XD_i = \sqrt{kx_i^2 + ky_i^2}$),

RÉFÉRENCES

Agoumi A., 1982. Modélisation du régime thermique de la Manche, *Thèse Doct. Ing., École Nationale des Ponts et Chaussées.*

Altazin A., 1981. Application d'un modèle de thermocline à la formation du front thermique en mer d'Iroise. Confrontation des résultats avec des mesures *in situ*, *Thèse 3^e cycle, océanographie-physique, Univ. Bretagne Occidentale.*

Cabioch L., Gentil F., Glaçon R., Rétière C., 1976. Distribution de la faune benthique en Manche. Aspects climatique et édaphique, *Journées de la thermo-écologie, 15-16 novembre 1976, EDF, Direction Equipement, 337-351.*

Coantic M. F., 1978. An introduction to turbulence in geophysics, and air-sea interactions, *Agardograph, N° 232.*

Denman K. L., 1973. A time-dependent model of the upper-ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 173-184.

Fearnhead P. G., 1975. On the formation of fronts by tidal mixing around the British isles, *Deep-Sea Res.*, 22, 311-321.

Fornerino M., Le Provost G., 1982. Modélisation des courants de marée en Manche, Rapport IMG (contrat CNEXO n° 79/604).

Garrett C. J. R., 1978. Tidal mixing versus thermal stratification in the bay of Fundy and Gulf of Maine, *Atmos. Ocean*, 16, 4, 403-423.

Gras R., 1969. Simulation du comportement thermique d'une rivière à partir des données fournies par un réseau classique d'observations

météorologiques, Note HF 041-69/10, AIRH Tokyo, 1969; Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Tennessee Valley authority, Division of Water Control planning engineering Laboratory, Avril 1972.

James I. D., 1977. A model of the annual cycle of temperature in a frontal region of the Celtic Sea, *Estuarine Coastal Mar. Sci.*, 5, 339-353.

Klein P., 1980. Modélisation des mécanismes turbulents dans les couches marines superficielles, *Thèse Doct. État, Univ. Aix-Marseille-III.*

Klein P., Bonnaud E., 1977. Détermination du profil vertical de température d'une masse d'eau à partir de données météorologiques, Rapport EDF DE 31.77/n° 19.

Le Saos J. P., 1979. Simulations numériques de l'évolution de la couche superficielle de l'océan et confrontation avec des mesures *in situ*, *Thèse 3^e cycle, océanographie-physique, Univ. Bretagne Occidentale.*

Le Saos J. P., Mariette V., 1981. Observation et simulation de la couche superficielle de l'océan, *Oceanol. Acta*, 4, 2, 117-128.

Lumby J. R., 1935. Salinity and temperature of the English channel, *Fish. Invest.*, 2, 14-67.

Maddock L., Pingree R. D., 1977. Tidal residuals in the English Channel, *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, **57**, 339-354.

Manoha B., 1977. Modèle mathématique des courants de marée en Bretagne, Rapport EDF/DER E42/77, n° 6.

Niiler P. P., Kraus E. B., 1977. *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, edited by E. B. Kraus, Pergamon Press, 285.

Pingree R. D., 1975 a. *The advance and retreat of the thermocline on the continental shelf*, Institute of Oceanographic Sciences, Wormley, Surrey.

Pingree R. D., 1975 b. A time varying temperature model of mixing in the English Channel, *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, **16**, 55, 975-992.

Simpson J. H., Hunter J. R., 1974. Fronts in the Irish Sea, *Nature*, **250**, 404-406.

Stigebrandt A., 1981. Cross thermocline flow on continental shelves and the locations of shelf fronts, edited by J. N. Nihoul, Elsevier Oceanography Series, 32 Ed.

Sweers H. E., 1976. A monogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of wind speed and temperature; a critical survey of some literatures, *J. Hydrol.*, **30**, 375-440.

Turner V. S., 1973. *Buoyancy effects in fluids*, Cambridge Univ. Press, 367 p.

Warluzel A., 1976. Modèle mathématique des courants de marée en Manche, Rapport EDF/DER HE 41/76.
