

Courants, vagues et marées : les mouvements de l'eau

Coordinateur : Pierre Le Hir⁽¹⁾

Auteurs : Pierre Le Hir⁽¹⁾, Ricardo Silva Jacinto⁽¹⁾

Contributions : Bénédicte Thouvenin⁽²⁾,
Loïc Guézennec⁽³⁾, Philippe Bassoullet⁽¹⁾,
Philippe Cugier⁽¹⁾, François Leblouenger⁽⁴⁾,
Régis Hocdé⁽⁵⁾, Patrick Lesueur⁽⁶⁾,
Louis-Alexandre Romaña⁽²⁾

(1) Ifremer Brest, Del/ec

(2) Ifremer Toulon, Del/pc

(3) Agence de l'Eau Seine-Normandie

(4) Université du Havre, laboratoire d'écotoxicologie

(5) Université de Rouen, laboratoire de morphodynamique continentale et côtière,
Uprès-A 6143 CNRS

(6) Université de Caen, laboratoire de morphodynamique continentale et côtière,
Uprès-A 6143 CNRS

Sommaire

Introduction	3	Chapitre IV - Le panache fluvial et les stratifications	
Chapitre I - La marée		Circulation générée par les apports de la Seine : les mécanismes	20
Marée astronomique, marée dynamique, composition harmonique	5	Débit de la Seine : classification hydrologique de l'estuaire	20
La marée à l'embouchure de la Seine	5	Distribution des salinités dans l'estuaire	21
Les courants moyens induits par la marée	9	Simulation tridimensionnelle du panache de salinité et de la circulation résiduelle induite	22
Propagation de l'onde de marée dans l'estuaire de la Seine	10	Chapitre V - Applications de la modélisation hydrodynamique de l'estuaire de la Seine	
Position des pleines mers et basses mers en estuaire de Seine	11	Dispersion d'un effluent et temps de séjour	25
Volumes oscillants dans l'estuaire de la Seine	12	Simulation d'un aménagement	27
Chapitre II - Le vent		Synthèse	29
Statistiques	13	Références bibliographiques	30
Effets sur l'hydrodynamique	13	Glossaire	31
Chapitre III - Houles et clapots			
Statistiques des vagues devant l'embouchure de la Seine	15		
Propagation des vagues dans l'estuaire externe de la Seine	17		

Une carte de repérage des lieux mentionnés dans le texte est présentée en fin d'ouvrage.

Introduction

Dans l'estuaire et l'embouchure de la Seine, comme en toute zone côtière, les mouvements des masses d'eau peuvent être classés en deux catégories :

- les **courants**, qui sont des mouvements d'ensemble de l'eau sur des distances de plusieurs dizaines de mètres et bien au-delà; ces mouvements ont des échelles de temps assez grandes, de quelques heures ou plus;
- les **vagues**, qui se manifestent par des mouvements oscillants (agitations) de courte période (quelques secondes).

À ces deux catégories on peut rajouter les mouvements turbulents, qui sont des déplacements désordonnés de petite échelle (spatiale et temporelle). Ces turbulences, souvent provoquées par les forts gradients* de vitesse, se produisent fréquemment dans la nature, et ce d'autant plus que les mouvements moyens sont importants. Ainsi, les courants de marée sont-ils toujours turbulents. Le détail de ces mouvements turbulents est très complexe et nous intéresse peu en raison de son extrême variabilité. Par contre, il est important de prendre en compte les mélanges induits par ces turbulences. Les mouvements de l'eau résultent de mécanismes physiques moteurs, que l'on appelle les **forçages***. On peut distinguer les forçages externes, qui sont essentiellement la marée et le vent, et les forçages internes à la masse d'eau, principalement constitués par des différences de densité (plus précisément, des gradients de densité). Ces derniers sont particulièrement importants en estuaire du fait de la rencontre entre les eaux douces apportées par la rivière et les eaux salées marines.

Les **marées** sont provoquées par les attractions de la Lune et du Soleil. Elles se traduisent par une variation de la surface libre* qui se propage à travers l'océan en s'amplifiant sur les hauts-fonds et près des côtes. Du fait de cette propagation de l'onde de marée (voir encadré), des variations périodiques du niveau de l'eau vont se manifester, entraînant des courants importants près des côtes.

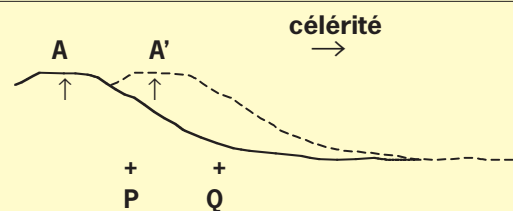
Le **vent** intervient dans l'hydrodynamique côtière de deux façons. D'une part, il exerce à la surface de l'eau une poussée (un cisaillement) qui a tendance à entraîner la masse d'eau dans sa direction, ce qui induit des recirculations; d'autre part, il génère des vagues qui se propagent ensuite jusqu'à la côte. Les vagues générées au large forment la houle, caractérisée par des périodes relativement longues, tandis que les vagues créées localement sont plus courtes et sont souvent appelées clapots.

Les **apports d'eau douce** constituent le troisième type de forçage. Les écarts de densité liés aux différences de salinité et de température entre l'eau douce et l'eau de mer se traduisent par un poids de la colonne d'eau - et donc une pression - plus important en aval de l'estuaire qu'en amont. Ce gradient de pression provoque un déplacement des masses

d'eau des hautes pressions vers les basses pressions, comme les gradients de pression atmosphérique génèrent du vent. Dans notre cas, une circulation dite « estuarienne » se met en place : les eaux salées remontent partiellement l'estuaire près du fond tandis que, par compensation, les eaux douces s'écoulent vers le large en surface, les écarts de densité retardant le mélange avec les eaux marines du fond. Des stratifications* apparaissent lorsque les courants de marée ne sont pas suffisants pour mélanger toute la colonne d'eau (par turbulence). À l'interface entre les eaux douces et les eaux plus salées, des instabilités peuvent s'établir et former des vagues : ce sont des ondes internes. L'estuaire de la Seine n'étant pas très stratifié, ces ondes internes y sont peu probables et ne sont pas considérées dans le présent document. C'est finalement la combinaison de ces trois forçages qui fait l'hydrodynamique de l'estuaire de la Seine, sous forme de variations du niveau du plan d'eau (marée, surcotes* générées par le vent et la pression atmosphérique), de circulations des masses d'eau (courants de marée, circulations induites par le vent, par les gradients de densité) et d'agitations (houle propagée depuis le large, clapots générés localement par le vent).

Tous les mécanismes hydrodynamiques sont contrôlés par la géométrie de la zone côtière, elle-même définie par la **bathymétrie*** (distribution des cotes du fond). En effet, à la fois la propagation de la marée et celle des vagues dépendent de la hauteur d'eau, puisque la célérité des ondes de surface en zone peu profonde est proportionnelle à la racine carrée de la hauteur d'eau (voir encadré). De plus, le principe de

Propagation d'une onde à la surface de l'eau



Si l'on impose une surélévation en un point quelconque A de la surface, une pente se produit de part et d'autre. Par exemple, le point P à droite connaît un gradient de pression qui tend à entraîner l'eau de la gauche vers la droite. Mais alors, entre P et Q, il entre plus d'eau par la gauche qu'il n'en sort par la droite : en conséquence, le niveau de l'eau doit monter entre P et Q, en vertu de la conservation de la masse d'eau (« continuité »). Finalement, la surélévation imposée en A va se propager en A' et ainsi de suite vers la droite.

On montre que, par faible profondeur (h), la célérité c d'une onde de surface (c'est-à-dire sa vitesse de propagation) est égale à $(gh)^{1/2}$, où g est l'accélération de la pesanteur, soit $9,81 \text{ m.s}^{-2}$. Par exemple, pour des fonds de 10 m, la marée comme une houle de période quelconque se propagent toutes deux à la vitesse $(9,81 \times 10)^{1/2}$, soit approximativement 10 m.s^{-1} .

(*) expliqué dans le glossaire.

conservation de la masse d'eau implique une relative continuité des débits entre un point et son voisin. En conséquence, une variation brutale des sections d'écoulement liée à la topographie du fond est susceptible de générer une variation inverse des vitesses. Par exemple, dans une partie canalisée d'un estuaire, un rétrécissement de section (par remontée du fond ou réduction de la largeur) induit une augmentation des vitesses.

En résumé, on peut considérer que l'hydrodynamique d'une zone côtière, en particulier celle de l'estuaire de la Seine, est définie par les caractéristiques des forçages et la configuration des fonds.

Le présent document décrit les traits essentiels des mouvements de l'eau dans l'estuaire de la Seine en reprenant successivement les principaux forçages, à savoir la marée (chapitre I), le vent (chapitre II), les houles (chapitre III), les apports d'eau douce (chapitre IV) et leurs interactions éven-

tuelles. Pour illustrer l'intérêt d'une connaissance de l'hydrodynamique, la dispersion de rejets ponctuels et leurs temps de transit dans l'estuaire font l'objet d'un chapitre spécifique (chapitre V); ce dernier présente aussi le rôle de certains aménagements (les digues submersibles en aval) sur l'hydrodynamique et les évolutions sédimentaires.

Les résultats présentés proviennent pour l'essentiel de mesures sur site et de modèles mathématiques d'écoulement tels que ceux sommairement décrits dans le fascicule « Les modèles : outils de connaissance et de gestion » (voir aussi l'encadré ci-dessous). Ces modèles ont l'avantage de fournir une description complète du système, c'est-à-dire la distribution spatio-temporelle des hauteurs d'eau et des vitesses pour toutes conditions de forçage, ainsi que la distribution des directions, périodes et hauteurs de vagues, s'agissant des modèles d'agitation.

Les modèles mathématiques d'écoulement en zone côtière

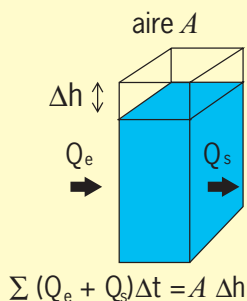
Un modèle mathématique d'écoulement résout les équations fondamentales de la mécanique des fluides avec certaines approximations. Ces équations, dites de Navier-Stokes, sont :

- l'équation de conservation de la masse d'eau :
pour un volume donné, la somme des flux entrant et sortant de ce volume est nulle

et, pour un écoulement à surface libre :
la résultante des flux traversant les limites d'une colonne d'eau quelconque compense exactement la variation de volume de cette colonne liée à la variation de la cote de la surface libre;

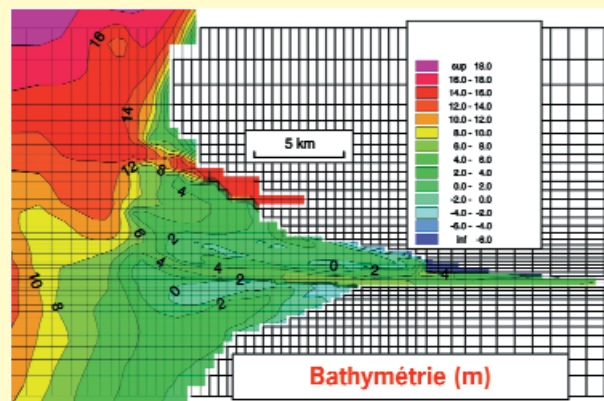
- l'équation de conservation de la quantité de mouvement :
l'accélération d'une masse fluide résulte de la somme des forces qu'elle subit, à savoir : le gradient de pression, la pesanteur, la force de Coriolis (due à la rotation de la Terre) et les frottements.

On suppose que la pression est hydrostatique, c'est-à-dire en tout point égale au poids de la colonne d'eau située au-dessus. Dans ce cas, le gradient de pression a deux contributions : la pente de la surface libre et la variation spatiale de la densité. Les frottements internes sont essentiellement d'origine turbulente mais leur intégration (somme) selon la verticale se résume à l'entraînement par le vent en surface et au frottement sur le fond, qui est la réaction de cette paroi à l'écoulement.



Le modèle est « piloté » par des conditions imposées aux limites (par exemple, le niveau de l'eau qui varie avec les marées ou le débit des rivières ou encore le frottement exercé par le vent en surface), et contrôlé par les informations sur la position du fond (bathymétrie) et sa rugosité (qui intervient sur le frottement).

Le domaine d'étude est subdivisé (discrétisé) en volumes élémentaires constituant une grille de calcul et les équations sont formulées puis résolues pour chacun de ces volumes élémentaires. Si la discrétisation concerne chacune des directions de l'espace, le modèle est dit tridimensionnel; si le découpage se fait selon une seule direction, le modèle est unidimensionnel et seulement des valeurs moyennes par « section » sont calculées. Enfin, pour un modèle bidimensionnel horizontal, ce sont des valeurs moyennes sur la hauteur d'eau qui sont considérées.



Bathymétrie de l'embouchure de la Seine telle que représentée dans le modèle SAM-3D du programme Seine-Aval.

La grille de calcul apparaît en trait fin sur les zones découvertes ou submergées et en trait gras à terre. Les valeurs positives représentent des profondeurs par rapport au zéro des cartes marines et les valeurs négatives des zones découvertes en fonction de la marée.

Chapitre I

La marée

Marée astronomique, marée dynamique, composition harmonique*

La marée astronomique est une manifestation de la gravitation universelle appliquée au système formé par la Terre, le Soleil et la Lune. Mais le phénomène que l'on observe sur nos côtes résulte de la propagation sur la plate-forme continentale d'une onde générée au large par la marée astronomique : c'est la marée dynamique. Ainsi, à son arrivée à proximité de l'estuaire de la Seine, l'onde de marée incidente est déjà modifiée par rapport à l'onde de marée océanique : des résonances se produisent dans les bassins côtiers et, en particulier, les co-oscillations de la mer Celtique et de la Manche amplifient l'onde atlantique incidente. La forme très caractéristique de la marée au Havre est bien connue, avec sa « tenue du plein » de plus de 2 heures (fig. 1). Cette particularité résulte de la déformation de la marée dans la baie de Seine elle-même et, tout particulièrement, d'une interaction entre les ondes lunaire et solaire sous forme d'une oscillation transversale entre l'estuaire de la Seine et les côtes anglaises de Portland à Southampton (Le Provost *et al.*, 1986).

Pratiquement, la marée en un point donné peut être décomposée mathématiquement en une somme d'ondes sinusoïdales dont les périodes sont caractéristiques des mouvements astronomiques (de la Terre, du Soleil, de la Lune) et de leurs harmoniques. Les plus importantes sont les ondes semi-diurnes (de période voisine de 12 heures) et diurnes (de période voisine de 24 heures) car elles déterminent l'allure générale de la courbe de marée. Mais, dans les zones côtières, les harmoniques et ondes composées (de type « quart-diurne » avec une période de l'ordre de 6 heures ou « sixième-diurne » avec une période de l'ordre de 4 heures) peuvent devenir très importantes, comme justement dans l'estuaire de la Seine. Le tableau ci-dessous fournit à titre d'exemple les amplitudes des principales ondes de marée à l'embouchure de la baie de Seine (Le Provost *et al.*, 1986). L'ampleur de la marée abordant l'estuaire de la Seine en fait un site macrotidal*.

Onde	M2	S2	N2	M4	MS4	MN4	M6	2MS6	2MN6
Période	12 h 25'	12 h	12 h 39'	6 h 13'	6 h 06'	6 h 16'	4 h 08'	4 h 06'	4 h 10'
Amplitude	261 cm	88 cm	48 cm	25 cm	16 cm	8 cm	15 cm	15 cm	11 cm

N.B. : Ce sont des informations de ce type qui sont introduites en limite du modèle hydrodynamique de l'estuaire de la Seine pour simuler la propagation de la marée.

La marée à l'embouchure de la Seine

La figure 1 montre l'évolution simultanée de la hauteur d'eau pendant une marée de vive-eau en plusieurs secteurs de l'embouchure de la Seine. On observe qu'au milieu de la baie de Seine, cette évolution est proche d'une sinusoïde, avec une pleine mer légèrement allongée. Au contraire, au sud-est de la baie, l'onde est très déformée et montre une double pleine mer, le premier maximum apparaissant avant la pleine mer au large. Ce processus s'observe aussi bien à Honfleur qu'au Havre et persiste même lorsque la baie de Seine est fermée à l'est, c'est-à-dire en l'absence d'estuaire (situation simulée en introduisant un barrage infranchissable entre l'estuaire et la baie). Rappelons que cette pleine mer « anticipée » est provoquée par une oscillation transversale du bassin côtier allant de la baie de Seine aux côtes anglaises.

Par contre, la basse mer à Honfleur est nettement plus haute qu'au Havre et, surtout, en retard d'environ une heure. Cette fois-ci, c'est la propagation de la marée dans l'estuaire qui est responsable de ces décalages, puisque ceux-ci disparaissent lorsque l'estuaire est barré au pont de Normandie (fig. 1).

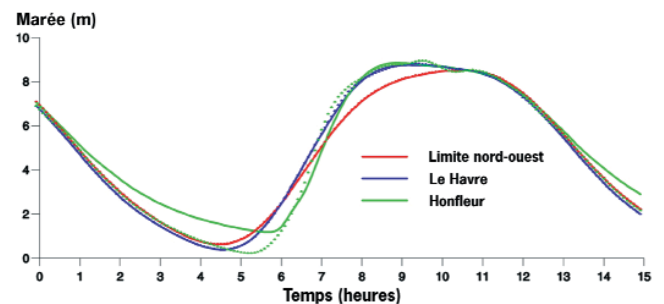


Figure 1 - Variations de la surface libre en marée de vive-eau à l'embouchure de la Seine. En pointillés sont présentés les résultats d'une simulation pour laquelle l'estuaire était barré au pont de Normandie.

Le phénomène de marée

La marée est un processus de déformation d'un astre sous l'action gravitationnelle d'un ou de plusieurs autres (attraction universelle). Sur la Terre, ce sont les océans qui se déforment le plus facilement, attirés à la fois par la Lune et le Soleil. Considérons le cas de la Lune : l'ensemble Terre + Lune forme un système qui reste en équilibre parce qu'il tourne autour d'un centre de masse commun, proche du centre de la Terre. Ainsi, la Terre tournant autour d'elle-même décrit un mouvement excentrique autour de ce centre de masse. Il en résulte une force centrifuge parallèle à une ligne joignant les centres de la Terre et de la Lune et de même intensité sur toute la surface du globe (fig. A). Cette force est opposée à l'attraction de la Lune sur la Terre, exprimée au centre de la Terre.

La force gravitationnelle exercée par la Lune à la surface de la Terre est toujours orientée vers la Lune et maximale du côté de la Terre le plus proche de la Lune. La résultante entre la force centrifuge et la force gravitationnelle est la force génératrice de marée. On note (fig. A) que cette force est maximale du côté de la Lune (en A). Cependant, cette force reste négligeable devant l'attraction exercée par la Terre, c'est-à-dire la pesanteur. Cette dernière étant toujours orientée vers le centre de la Terre, c'est finalement la composante tangentielle (à la surface de la Terre) de la force génératrice de marée qui agira de manière effective sur la masse océanique en la « tirant » dans un plan horizontal. Cette force tractrice est maximale aux points B et D (ou B' et D') sur la figure A.

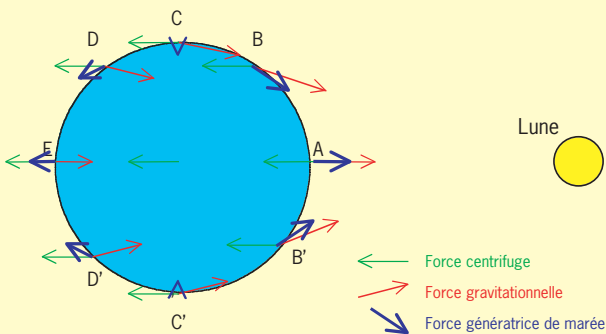


Figure A - Principes d'action de la marée astronomique.

Ces forces tractrices tendent à déformer la surface des océans en repoussant l'eau vers les points A et E situés sur l'axe Terre-Lune. Finalement, deux bourrelets simultanés se forment de part et d'autre de la Terre selon cet axe : c'est la pleine mer, qui naturellement doit se déplacer en fonction de la rotation de la Terre.

Si l'océan était en équilibre avec la force génératrice de la marée, sa surface prendrait ainsi la forme d'un ellipsoïde de révolution dont le grand axe serait dirigé vers la Lune. Ce phénomène a reçu le nom de marée statique. Du fait de la rotation de la Terre autour de son axe, un observateur situé à sa surface verrait généralement chaque jour deux pleines

mers, l'une dans la direction de l'astre, l'autre dans la direction opposée, et deux basses mers au moment où la Lune est à l'horizon.

Mais la théorie statique n'est que la représentation d'un équilibre qui, en raison de l'inertie des masses d'eau, n'est jamais atteint. La marée observée est en fait très différente. Elle présente un retard, appelé âge de la marée, par rapport à la force génératrice et, surtout, les amplitudes observées sont très éloignées des amplitudes prévues par la théorie statique. La réponse de la mer à la force génératrice de la marée prend la forme d'une onde qui se propage dans l'océan en se déformant considérablement sur les plateaux continentaux.

Cycle des mortes-eaux* et des vives-eaux*

Le Soleil exerce aussi une force d'attraction à la surface du globe, environ deux fois plus faible que celle de la Lune. Il génère donc une déformation ellipsoïdale des océans analogue à celle de la Lune, mais cette fois-ci dirigée selon l'axe Terre-Soleil. En fonction de la position respective des astres Terre-Lune-Soleil, ces marées se conjuguent ou se contraignent. En vive-eau, les trois astres sont alignés et l'amplitude de marée est maximale (fig. B1). Au contraire, en morte-eau, la Lune et le Soleil sont en quadrature par rapport à la Terre (fig. B2) et les déformations induites sur l'océan se contraignent. C'est donc le cycle du mois lunaire (ou lunaison, soit approximativement 29,5 jours) qui rythme la succession des vives-eaux et des mortes-eaux.

Le coefficient de marée est un nombre proportionnel au marnage* à Brest. Par convention, le coefficient 100 est attribué au marnage moyen des vives-eaux d'équinoxe.

Pour en savoir plus, consultation possible du site Web du Service hydrographique et océanographique de la Marine : <http://www.sbom.fr>

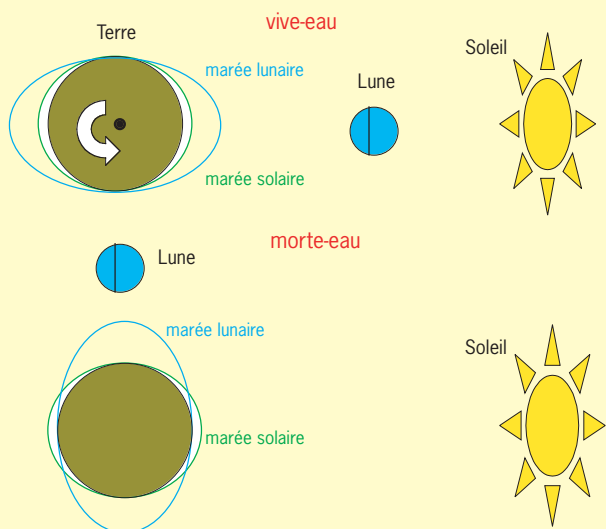


Figure B - Représentation schématique des interactions entre marées lunaire et solaire telles que vues par un observateur situé au-dessus du pôle Nord.

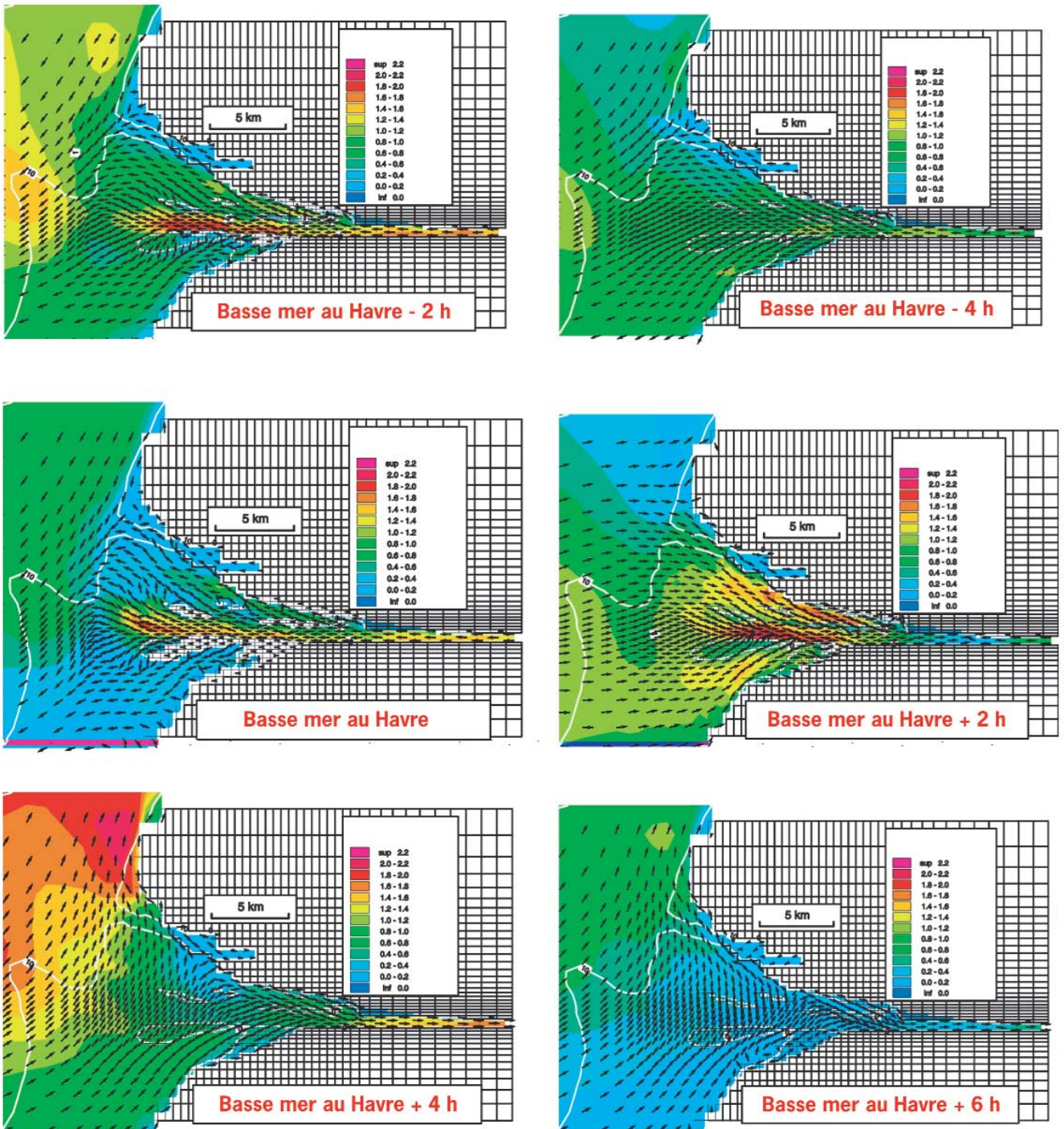


Figure 2 - Distribution des courants de marée (en $m \cdot s^{-1}$) à l'embouchure de la Seine en vive-eau. Simulation par le modèle SAM-3D de la marée du 17 octobre 1997 (coefficient 114). Les flèches ont toutes la même longueur et indiquent la direction du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.

Les courants de marée à l'embouchure (fig. 2) mettent en évidence :

- la chenalisation et donc le renforcement des vitesses entre les digues et, tout particulièrement, dans le chenal de navigation où les grandes profondeurs réduisent l'effet du frottement sur le fond ;
- l'influence asymétrique des digues sur les courants (voir fascicule « Sables, chenaux, vasières : dynamique des sédiments et évolution morphologique ») : alors qu'entre les

digues l'intensité du jusant* deux heures avant la basse mer du Havre est analogue à celle du flot* quatre heures plus tard, ce dernier est nettement plus important dans les chenaux situés au nord et au sud des digues submersibles, appelées justement fosses de flot ; la concentration du jusant entre les digues submersibles avait effectivement été recherchée lors de la conception des digues, afin de favoriser un auto-dragage du chenal ;

- la séparation des courants en fin de flot, avec le remplissage de l'estuaire d'une part et une circulation intense vers le nord-est d'autre part (courant de Verhaule, contribuant au flux général en Manche Est).

Les courants de marée à l'embouchure de la Seine sont élevés (de $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ - c'est-à-dire 2 nœuds - à plus de $2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en vive-eau) et présentent un minimum relatif de part et d'autre de l'aval des digues tandis qu'ils sont plus forts entre les digues ou plus large, vers le cap de la Hève et le nord de la baie de Seine. Les vitesses maximales sont atteintes en flot (fig. 3), en raison de la forme de l'onde de marée. Ce phénomène qui s'accroît dans l'estuaire interne sera examiné plus loin. Cependant, la figure 3 met en évidence un secteur très localisé où les courants les plus intenses se produisent en jusant : c'est la partie aval de la zone entre les digues, correspondant à ce qu'on appelle « l'engainement* ».

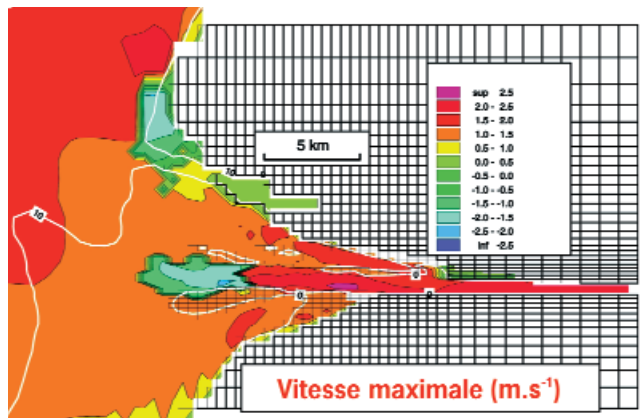


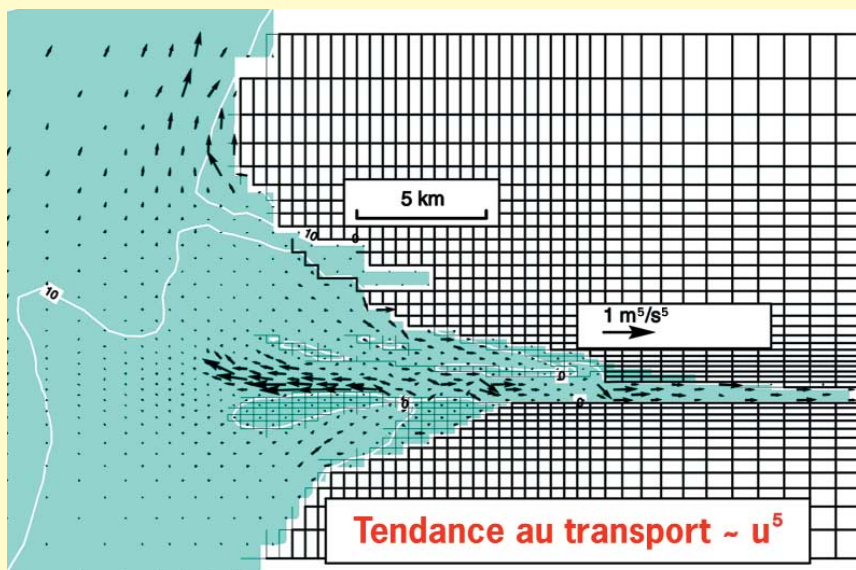
Figure 3 - Distribution des courants maximums de surface au cours d'une marée de vive-eau (simulation du 18 octobre 1997, coefficient 110). Les valeurs sont négatives (respectivement positives) lorsque le maximum est obtenu en jusant (respectivement en flot).

Tendance au transport des sables

Les fonds sédimentaires de la baie de Seine et d'une grande partie de l'embouchure sont constitués de sables (voir fascicule « Sables, chenaux, vasières : dynamique des sédiments et évolution morphologique »). Ces sables sont majoritairement transportés près du fond, par charriage ou « saltation ». Ce transport solide est dépendant du courant de fond, de façon très sensible. Ainsi, des expériences en canal ont montré que le débit solide variait approximativement comme la puissance 5 de l'intensité du courant. Naturellement, ce transport de sable change de sens au cours de la marée, au gré des courants de flot* ou de jusant*. Une façon approchée d'anticiper le transport de sable (en considérant que ce dernier est homogène, uniformément réparti et toujours disponible) consiste donc à calculer la moyenne vectorielle de la tendance au transport, formulée comme $(u,v)\cdot(u^2+v^2)^2$, où u et v sont les composantes de vitesse. Les résultats sont présentés ci-dessous pour une marée de vive-eau, en l'absence de circulation de densité*.

On note un transit vers l'aval dans le secteur de l'engainement*, conformément aux indications du courant résiduel de marée, mais par contre un transit vers l'amont dans les fosses dites « de flot » au nord et au sud des digues submersibles encadrant le chenal. Ce transit résiduel de flot est également observé plus en amont dans le chenal de navigation : on peut rappeler qu'effectivement des remontées de sable sont constatées en situation d'étiage.

Enfin, il faut se souvenir que ce sont les variations spatiales (gradients) de la tendance au transport qui génèrent des dépôts ou des érosions. Ainsi, la chute brutale des tendances au transit à l'ouest de l'engainement (correspondant à un approfondissement du chenal) doit-elle se traduire par un dépôt de sédiments à cet endroit : c'est effectivement ce qui est observé, le secteur correspondant à la zone de progradation de l'estuaire et faisant l'objet de dragages importants (voir fascicule « Sables, chenaux, vasières : dynamique des sédiments et évolution morphologique »).



Les courants moyens induits par la marée

Le courant résiduel eulérien* de marée, construit comme la moyenne vectorielle des vitesses en chaque point pendant la marée, révèle une circulation moyenne vers l'aval, générée par la marée, principalement entre les digues (fig. 4). Ce courant moyen, qui dépasse 30 cm.s^{-1} en vive-eau, semble s'orienter vers le nord-ouest au nord de l'engainement. Toutefois, ce courant moyen n'est pas révélateur du déplacement moyen des masses d'eau. En effet, d'une part ces der-

nières connaissent un courant évoluant dans l'espace où elles se déplacent (alors que le courant moyen est calculé en un point fixe), d'autre part, elles subissent les effets des autres forçages tels que les gradients de densité générés par les apports d'eau douce. Nous en verrons les conséquences au chapitre IV.

Par ailleurs, ce courant moyen n'est pas non plus révélateur du déplacement des sables sur le fond, comme le rappelle l'encadré p.8 « Tendance au transport des sables ».

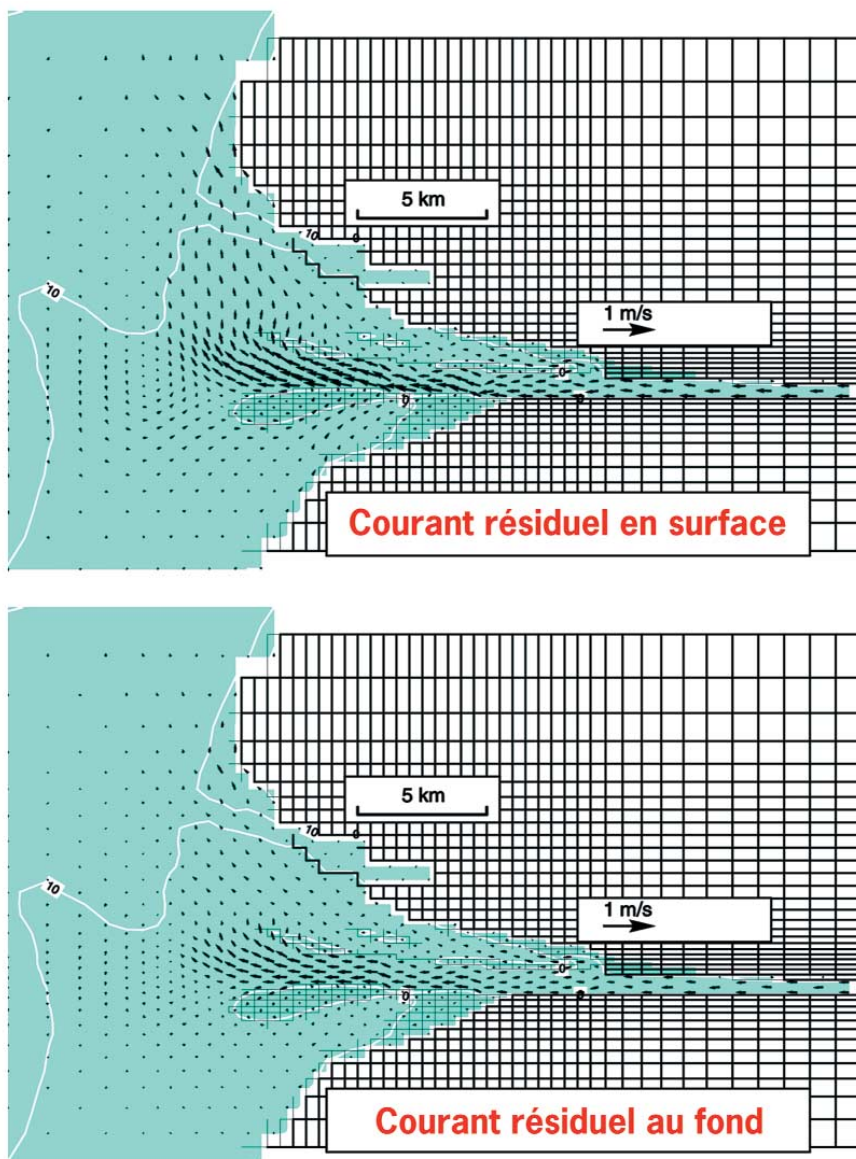


Figure 4 - Distribution des courants résiduels eulériens induits par une marée de vive-eau.

Propagation de l'onde de marée dans l'estuaire de la Seine

L'onde de marée se propage dans l'estuaire avec une célérité de l'ordre de $(gh)^{1/2}$ (voir introduction), où h est la hauteur d'eau dans le chenal. Pour une hauteur d'eau moyenne de 8 m, on obtient une célérité de $8,9 \text{ m.s}^{-1}$, ce qui donne un temps de propagation moyen de 4 h 42 min pour parcourir les 150 km séparant Honfleur et le barrage de Poses (limite amont de pénétration de la marée). La figure 5 montre que cet ordre de grandeur est respecté, avec cependant des nuances entre les différentes phases de la marée. Ainsi, la basse mer (BM) met pratiquement 6 heures à se propager de Honfleur à Poses car des hauteurs d'eau en moyenne plus faibles lui correspondent. On peut aussi noter que la basse mer de Honfleur a elle-même plus d'une heure de retard sur celle du Havre (fig. 1). La propagation de la pleine mer (PM) est plus rapide mais plus difficile à contrôler car, si la double pleine mer de Honfleur disparaît progressivement vers l'amont, il reste délicat d'attribuer une heure précise à la pleine mer en aval.

Cette différence de vitesse de propagation selon la phase de la marée, liée à une variation de la hauteur d'eau moyenne, est classique en estuaire. Elle a pour conséquence un certain « rattrapage » de la pleine mer sur la basse mer qui précède et donc un raidissement de l'onde de marée en flot. Le profil instantané de la surface libre, en rouge sur la figure 6, illustre ce raidissement de l'onde de marée, en contraste avec le profil vert qui représente une situation de jusant. Avant les aménagements à l'aval de l'estuaire, ce raidissement de l'onde de marée était accentué, conduisant dans certaines conditions d'étiage de vive-eau à la formation d'un mur d'eau se propageant vers l'amont : le célèbre mascaret de la Seine.

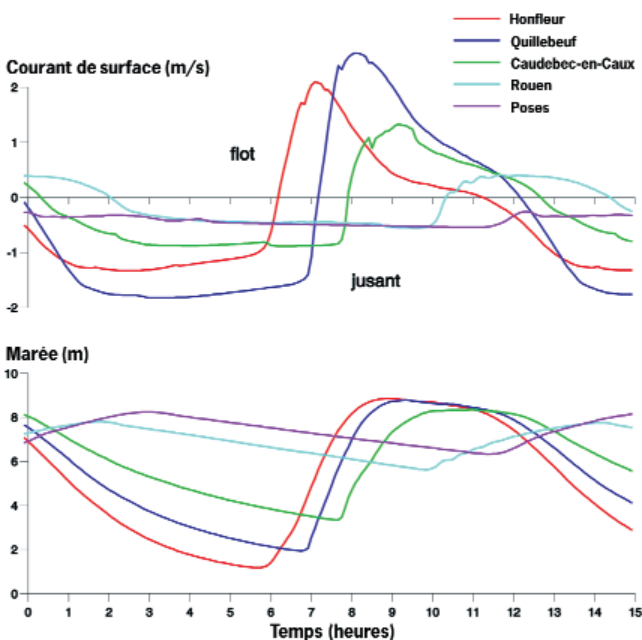


Figure 5 - Évolution des vitesses et de la surface libre en plusieurs points de l'estuaire au cours d'une marée de vive-eau (coefficient 114). Débit d'étiage (environ $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Simulation par modèle.

La figure 5 montre aussi l'évolution simultanée des courants et des hauteurs d'eau. À peu près partout dans l'estuaire, la renverse* de courant entre jusant et flot se fait au moment de l'étales* de basse mer, et la renverse flot-jusant a lieu après la fin du long étales de pleine mer. L'asymétrie de l'onde de marée se traduit par une asymétrie des courants : l'intervalle de temps entre la basse mer et la pleine mer suivante se réduisant au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'amont, le courant de flot est de plus en plus court (environ 5 h à Honfleur et 4 h à Rouen, pour une marée de 12 h 20 min). Les volumes d'eau devant transiter en flot ou en jusant étant analogues, les courants de flot sont *a priori* supérieurs. En particulier, en début de flot, à l'arrivée de l'onde montante, la forte pente de la surface libre (fig. 6) génère un courant intense, bien visible dans la moitié aval de l'estuaire. Ainsi, à Quillebeuf (pk*333), le « coup de flot » dépasse $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ en vive-eau de coefficient 114 (fig. 5). Par contre, dès le début de la « tenue du plein », les vitesses diminuent rapidement et sont bien inférieures aux vitesses de jusant. On notera, qu'en amont de Rouen, le courant de flot finit par disparaître et qu'à Poses les vitesses oscillent entre 25 et 50 cm.s^{-1} , vers l'aval pour un débit de 300 mètres cubes par seconde.

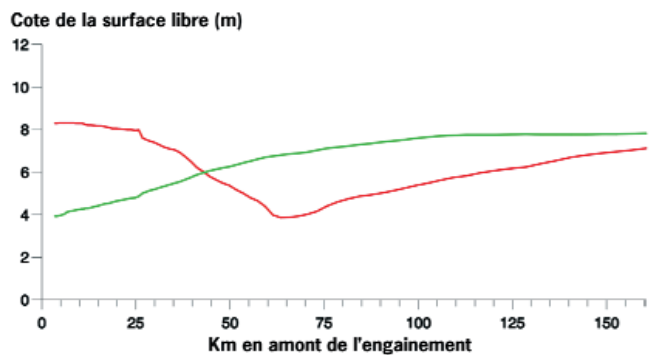


Figure 6 - Exemples de profils longitudinaux de la surface libre dans l'estuaire de la Seine. Rouge : situation 2 heures après la basse mer à Honfleur (marée montante en aval); Vert : situation 6 heures plus tard.

Les vitesses maximales se produisent en flot dans presque tout l'estuaire, sauf en amont de Rouen, comme le montre la figure 7. Sur cette figure, établie d'après un modèle mathématique fonctionnant avec une bathymétrie de 1980, on remarque aussi la domination du jusant dans le secteur de l'engainement, déjà mentionnée. Naturellement, la zone de transition entre courant maximum en flot et courant maximum en jusant progresse vers l'aval en fonction de l'augmentation du débit fluvial.

En crue (fig. 8), courants et hauteurs d'eau diffèrent essentiellement dans la partie amont mais, même à Quillebeuf, le niveau de basse mer monte de 20 cm et les vitesses de jusant augmentent de 10 cm.s^{-1} (plus en aval, des stratifications sont susceptibles de se produire : elles seront étudiées au chapitre IV). En amont de Rouen, la crue a pour effet de surélever notablement le niveau moyen (1,20 m à Rouen, 2 à 3 m à Poses) et modifie les courants au point de faire disparaître le flot.

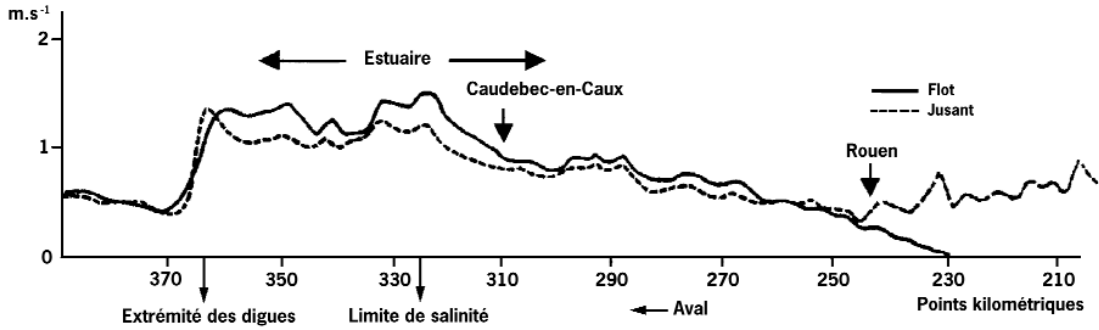


Figure 7 - Distribution des vitesses maximales de flot et de jusant sur l'ensemble de l'estuaire de la Seine, pour une marée moyenne et un débit moyen (d'après Avoine et al., 1981).

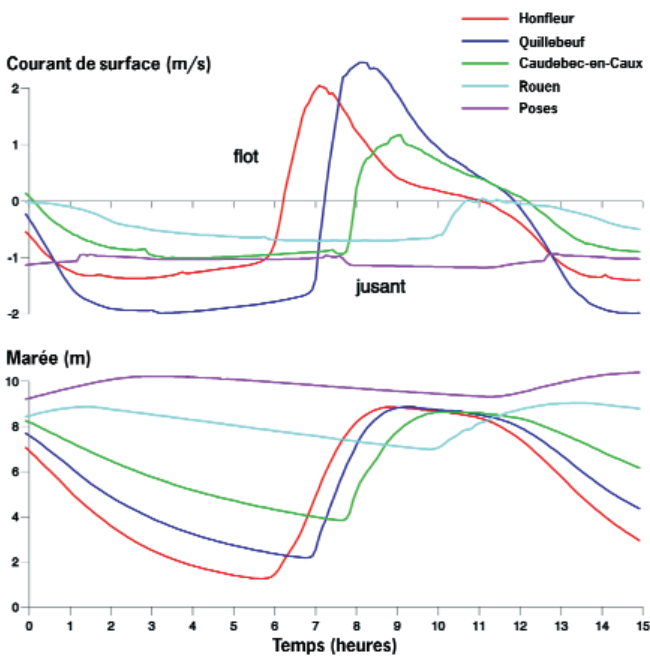


Figure 8 - Évolution des vitesses et de la surface libre en plusieurs points de l'estuaire au cours d'une marée de vive-eau (coefficient 114). Débit de crue (environ 1 000 m³.s⁻¹). Simulation par modèle.

Position des pleines mers et des basses mers en estuaire de Seine

Les lieux géométriques des pleines mers (respectivement basses mers) sont les courbes passant par les cotes maximales (respectivement minimales) atteintes par la surface libre en chaque section de l'estuaire. La figure 9 montre qu'en étiage le niveau des pleines mers reste à peu près constant entre Honfleur et Poses, en vive-eau comme en morte-eau. Par contre, naturellement, les basses mers remontent vers l'amont, pour assurer l'écoulement fluvial. Il est frappant de constater qu'en amont le niveau de basse mer de morte-eau est inférieur à celui de vive-eau, d'environ 50 centimètres. Cet écart entraîne un niveau moyen plus élevé en vive-eau qu'en morte-eau et se traduit par un stockage moyen d'eau dans la partie amont de l'estuaire en période de vive-eau. Ce phénomène sera considéré dans le paragraphe suivant. L'intersection des niveaux de basses mers en vive-eau et en morte-eau est appelée « point caractéristique » et se situe entre Caudebec-en-Caux et Heurteauville (pk 298) en condition d'étiage.

Lorsque le débit amont de la Seine augmente, le niveau des basses mers et, dans une moindre mesure, celui des pleines mers augmentent aussi, pour permettre l'évacuation des eaux du fleuve (fig. 10).

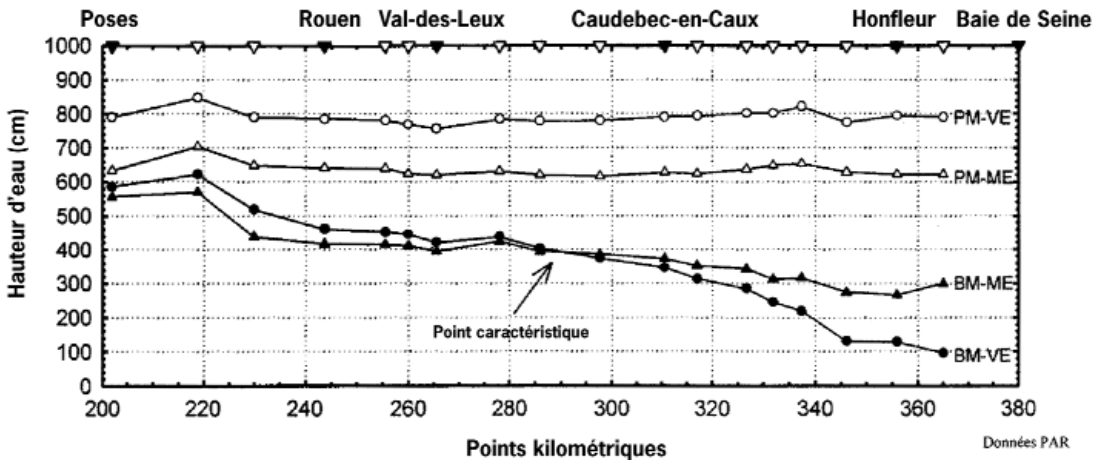


Figure 9 - Niveaux de pleine mer et de basse mer en vives-eaux (○- pleine mer, ●- basse mer) et en mortes-eaux (△- pleine mer, ▲- basse mer) dans l'estuaire de la Seine pour un débit d'étiage (coefficients 113 et 46, respectivement, pour un débit du fleuve au barrage de Poses de 300 m³.s⁻¹ (d'après Guézennec, 1999).

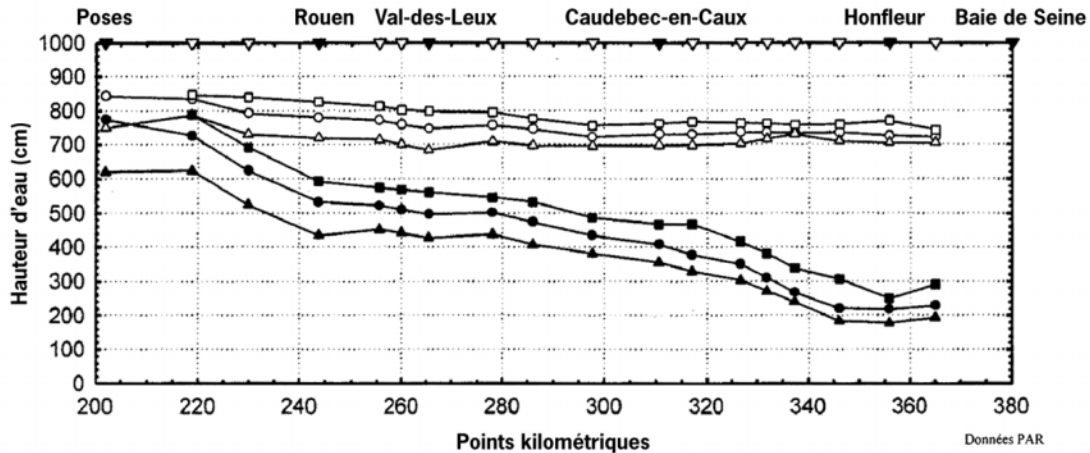


Figure 10 - Niveaux de pleine mer et de basse mer pour trois marées de coefficients 61-62 et dans des conditions de débit à Poses de $1163 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (\square - pleine mer, \blacksquare - basse mer), de $641 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (\circ - pleine mer, \bullet - basse mer) et de $294 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (\triangle - pleine mer, \blacktriangle - basse mer) (d'après Guézennec, 1999).

Volumes oscillants* dans l'estuaire de la Seine

La marée génère des transits d'eau considérables dans l'estuaire, avec des conséquences importantes sur le devenir des rejets et leurs conditions de mélange. On désigne par volume oscillant en un point la quantité d'eau transitant en ce point au cours d'une période de flot ou de jusant pendant un cycle de marée. Si la pleine mer et la basse mer étaient synchrones dans l'estuaire (i.e. phase de marée identique en tout lieu), ce volume oscillant correspondrait à la différence entre le volume de l'estuaire à pleine mer et celui qu'il aurait à basse mer, en amont du point considéré.

La figure 11 montre l'évolution du volume d'eau dans l'estuaire en amont de quelques points particuliers. Les volumes oscillants sont représentés par les amplitudes des variations de ce volume. On observe une nette alternance entre vives-eaux et mortes-eaux, et un comportement différent en amont (Val-des-Leux, pk 265, sur la figure) et en aval (pont de Normandie). En amont, les volumes minimaux sont plus élevés en vive-eau qu'en morte-eau alors que c'est le contraire en aval. Ce résultat (issu du modèle mathématique) confirme le croisement des lieux de basse mer de morte-eau et de vive-eau, et quantifie la (faible) rétention d'eau en amont de l'estuaire en vive-eau, évoquée plus haut. Néanmoins, ces variations de volume moyen génèrent des débits d'eau bien inférieurs à celui du fleuve Seine (les modulations vive-eau - morte-eau des débits ne sont pas perceptibles sur la courbe des débits cumulés à Val-des-Leux) : elles ont donc peu d'incidence sur les transits dans l'estuaire. Enfin, on notera l'augmentation des volumes moyens pendant la crue, en accord avec la montée des lignes d'eau déjà mise en évidence.

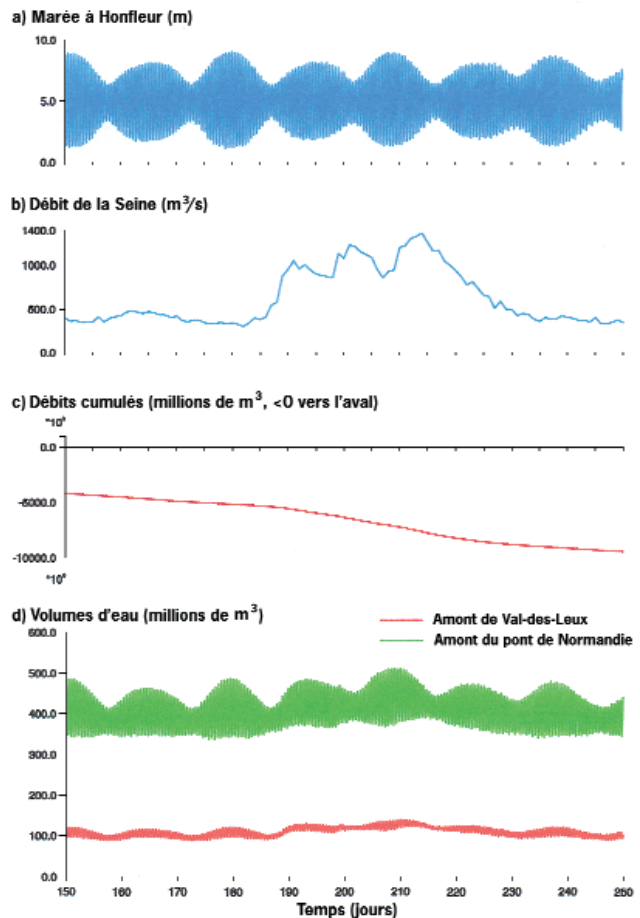


Figure 11 - Variation des volumes d'eau dans l'estuaire de la Seine, en relation avec l'amplitude des marées et l'évolution du débit du fleuve. Simulation d'une période représentative, de mars à mai 1998, à l'aide du modèle SAM-3D.

Chapitre II

Le vent

La connaissance des régimes de vent et, plus généralement, des événements météorologiques à l'embouchure de la Seine est essentielle, d'une part, en raison des circulations de masses d'eau qu'ils peuvent entraîner et, d'autre part, pour la caractérisation des vagues qu'ils peuvent générer.

Statistiques

Les observations régulières de l'intensité et de la direction du vent les plus proches de l'estuaire sont obtenues au sémaphore du cap de la Hève. Les données recueillies entre 1976 et 1995 correspondent à des valeurs moyennées sur 10 minutes et obtenues toutes les 3 heures.

L'histogramme de la vitesse du vent à la Hève montre que les vitesses les plus fréquentes sont entre 2,5 et 6 m.s⁻¹ (fig. 12), ce qui dans l'échelle Beaufort* correspond à des forces comprises entre une force 2 soutenue et une force 4. L'histogramme cumulé montre, en outre, que des vents supérieurs à 10 m.s⁻¹ ont une fréquence d'occurrence de l'ordre de dix pour cent. L'estuaire de la Seine est donc souvent soumis à des vents d'une intensité importante.

Les roses des vents permettent de visualiser les directions¹ privilégiées du vent, selon son intensité. La figure 13 représente les roses des vents annuelles pour différentes forces de l'échelle de Beaufort* ; la probabilité d'occurrence est donnée en pourcentage. Pour des très faibles brises à jolies brises (1 à 4 Beaufort), ce sont les vents de nord - nord-est et, dans une moindre mesure, ceux de sud-ouest qui sont les plus fréquents. Par contre, pour des vents plus forts, compris entre force 5 Beaufort (bonne brise) et force 7 (grand frais),

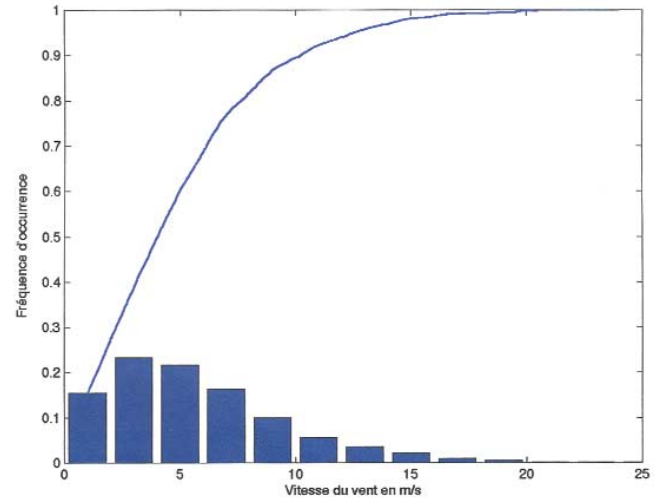


Figure 12 – Histogramme de la vitesse du vent au cap de la Hève. La courbe bleue correspond aux fréquences cumulées (données Météo-France).

la probabilité d'occurrence est nettement plus importante autour du secteur sud-ouest. Pour les forces 8 et au-delà, la provenance du vent reste toujours comprise entre les secteurs sud et ouest.

Effets sur l'hydrodynamique

Généralisant un cisaillement à la surface de la mer, le vent pousse les masses d'eau dans sa direction lorsque la hauteur d'eau est faible. À l'embouchure d'un fleuve, un vent soufflant de la mer a donc tendance à repousser l'eau à la côte sur

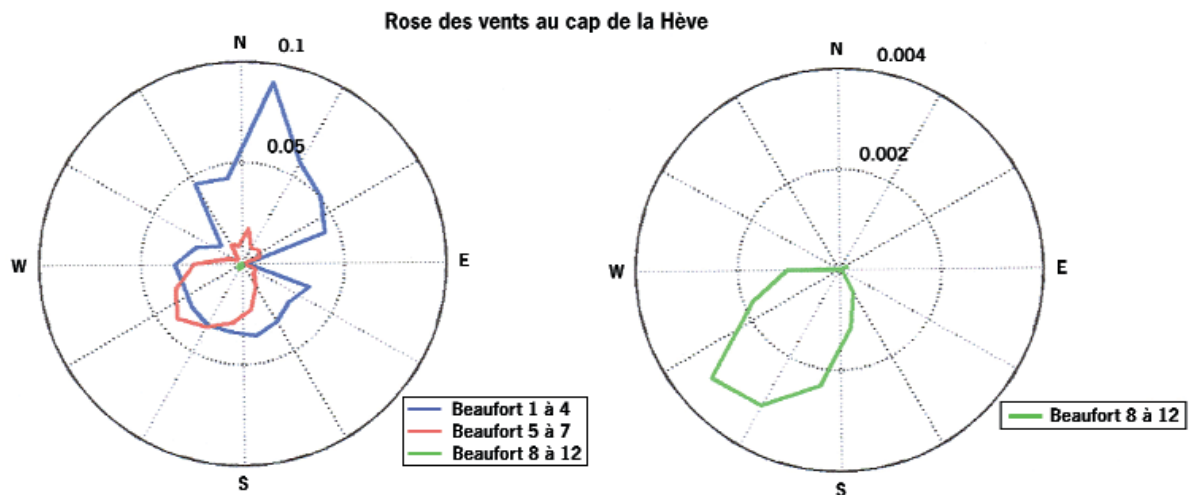


Figure 13 - Rose des vents au cap de la Hève, selon leur intensité sur l'échelle de Beaufort (données Météo-France). Les deux diagrammes sont établis pour des échelles de probabilité différentes (entre zéro et un).

1. Il est utile de rappeler que, par convention, un vent d'une direction donnée « provient » de cette orientation, alors qu'un courant de même direction va (ou « porte ») vers cette orientation.

les rives peu profondes et à engendrer une surélévation de la surface de l'eau à terre. Cette surélévation génère à son tour un mouvement général vers le large, donc opposé au vent, qui est surtout perceptible dans les secteurs profonds. Il en résulte *a priori* des circulations en cellules qui sont naturellement dépendantes de la bathymétrie locale et se superposent aux effets de la marée. Ceci a pu être vérifié pour l'estuaire de la Seine, en simulant une tempête à l'aide du modèle d'écoulement tridimensionnel mis au point pour le programme Seine-Aval. Pour ce test, un vent constant de 30 m.s^{-1} (force 11 Beaufort) soufflait d'ouest et, dès la deuxième marée, un régime périodique s'est à peu près mis en place. La figure 14 illustre les effets de cette tempête sur la position de la surface libre et sur les courants, en deux points de l'estuaire, l'un situé dans le chenal Nord (1,5 km en aval de Honfleur), l'autre sur le même méridien mais dans le secteur découvrant de la vasière du Havre.

On observe une surcote d'environ 25 cm à pleine mer et 60 cm à basse mer, et des vitesses qui changent de manière très importante. En particulier, on note un accroissement du pic de flot de 30 % sur la vasière et, par contre, une diminution de 10 % près du fond dans le chenal, situé à quelque 700 m plus au sud, conformément au schéma décrit ci-avant. Pendant le long étale de pleine mer, les faibles vitesses autour de la renverse sont remplacées par un jusant renforcé et anticipé dans le chenal et, au contraire, un flot (qui est dans la direction du vent) maintenu au niveau de la vasière. Une modification semblable du courant sur l'estran* a pu être mesurée lors de la tempête du 13 février 1997.

Lorsque la simulation prend en compte une surcote au large (estimée à 50 cm dans notre test), les courants ne sont pas considérablement modifiés dans la mesure où la pente de la surface libre en est peu affectée. Toutefois, sur l'estran, les hauteurs d'eau - et donc les courants - peuvent être momentanément très perturbés.

En réalité, la surcote est mal connue car les gradients de pression atmosphérique et le vent qui les accompagne génèrent des mouvements de la surface de la mer à très grande échelle (typiquement la Manche), qui sont rarement pris en considération. En analysant les mesures marégraphiques au Havre, le Service hydrographique et océanographique de la Marine a

proposé des fonctions de transfert entre la pression atmosphérique et son gradient d'une part, et la surcote au Havre d'autre part (Simon, 1979), la plus simple s'écrivant :

$$NM = -0,66 (P - 1015) - 0,162 \frac{\partial P}{\partial y} - 0,097 \frac{\partial P}{\partial x}$$

où :

NM est le niveau moyen en centimètre,

P est en millibar,

$\frac{\partial P}{\partial y}$ et $\frac{\partial P}{\partial x}$ sont les composantes nord et est du gradient de pression atmosphérique, en millibar par mètre.

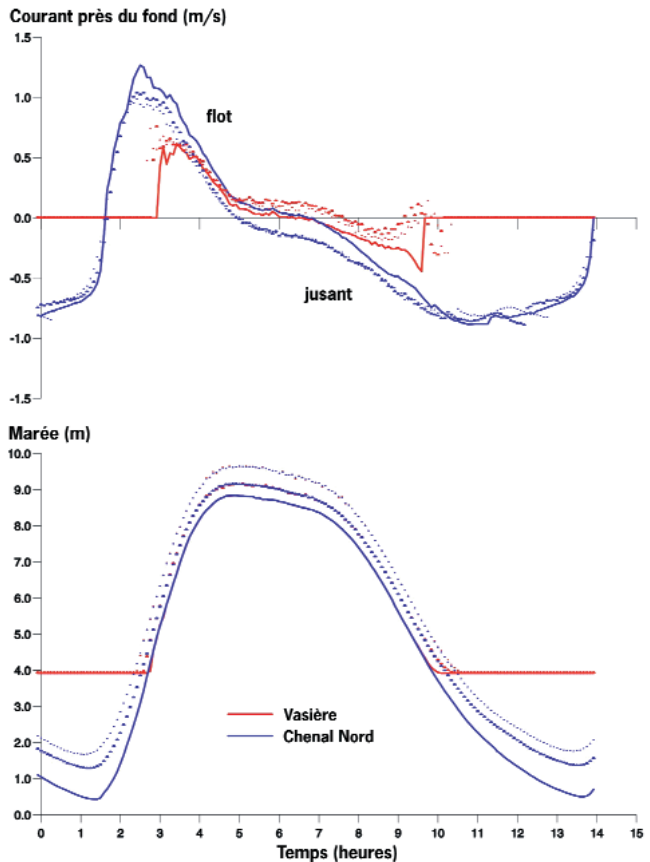
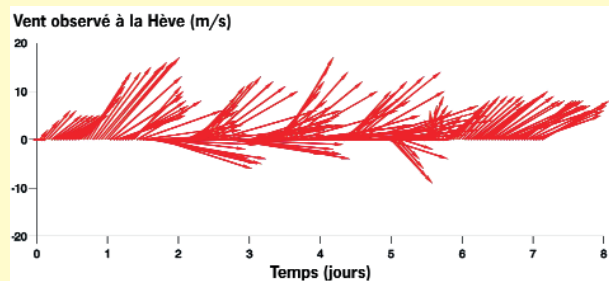


Figure 14 - Simulation de l'effet du vent sur l'hydrodynamique de marée en deux points caractéristiques de l'embouchure de la Seine (marée de vive-eau). En traits continus, simulation sans vent; en pointillés gras, simulation avec vent d'ouest de 30 m.s^{-1} , sans surcote au large; en pointillés fins, simulation avec vent d'ouest de 30 m.s^{-1} et surcote de 50 cm au large.

Chronologie d'une dépression

L'orientation du vent ne varie pas tout à fait de façon aléatoire. Ainsi, en régime dépressionnaire, assez fréquent sur les côtes de la Manche, le vent passe en général du sud-ouest au nord-ouest, ce qui correspond à une translation vers l'est - nord-est d'une dépression venant de l'Atlantique et traversant l'Europe. Ce type d'épisode météorologique prend souvent un caractère périodique, la période de renouvellement étant proche de la journée, comme l'illustre la figure ci-contre. Une telle périodicité, souvent liée à des vents forts, est susceptible de générer des circulations ou des surcotes caractéristiques et ce, d'autant plus, que l'échelle de temps de mise en place de ces circulations est du même ordre de grandeur que la période de passage des dépressions. À notre connaissance, ce processus n'a cependant pas fait l'objet d'une étude systématique.



Exemple de série chronologique de vent enregistrée au sémaphore de la Hève, en période dépressionnaire. Chaque vecteur représente l'orientation vers laquelle porte le vent (nord vers le haut) et l'intensité de ce dernier (échelle en mètre par seconde à gauche). Par exemple, un vecteur pointant vers le haut (respectivement la droite) représente un vent de sud (respectivement d'ouest).

Chapitre III

Houles et clapots

Dans l'estuaire de la Seine, les vagues sont surtout significatives à l'embouchure. Elles peuvent provenir de la houle du large qui se déforme en se propageant vers l'estuaire ou, au contraire, être générées localement par le vent et constituer une « mer de vent » (on parle aussi de « clapot » lorsque les vagues sont de courte période). Bien souvent, on observe une combinaison de la houle et de la mer de vent, ce qui complique les observations.

Houles et clapots, que l'on peut rassembler sous le vocable agitations, ont peu d'effet sur le déplacement des masses d'eau (voir « La houle à la côte »). Ce n'est que dans la zone de déferlement, c'est-à-dire pour des profondeurs inférieures à la hauteur des vagues, que des houles d'incidence oblique à la côte peuvent générer un courant de dérive littorale. De même, les effets de mélange sont faibles et confinés dans une couche limite de quelques décimètres près du fond. Par contre, par faible profondeur, les mouvements de va-et-vient de l'eau génèrent sur le fond des contraintes de pression et de cisaillement susceptibles de provoquer la remise en suspension des sables fins ou des vases, qui sont ensuite transportés par les courants de marée. Les agitations ont ainsi une influence considérable sur la morphodynamique* de l'embouchure (voir fascicule « Sables, chenaux, vasières : dynamique des sédiments et évolution morphologique »).

Statistique des vagues devant l'embouchure de la Seine

L'estuaire de la Seine est abrité des houles venant du large lointain par la presqu'île du Cotentin. Seules les houles de longue période sont réfractées dans la baie mais elles n'abondent l'estuaire que fortement atténuées. Au contraire, les

vents les plus probables, surtout les plus forts, soufflant du secteur sud-ouest, donc ayant une provenance terrestre, nous pouvons supposer que les agitations dans l'estuaire de la Seine sont majoritairement générées à l'intérieur de la baie de Seine par les vents locaux (par vent de nord, les vagues à prendre en compte doivent tout de même être générées depuis la côte anglaise). Cette hypothèse simplificatrice est confortée par la similitude entre les états de la mer directement observés au sémaphore de la Hève et ceux déduits par calcul depuis des données de vent (voir p. 17 « Méthodes d'estimation des vagues devant l'embouchure »).

La figure 15 présente l'histogramme des hauteurs de vague observées au cap de la Hève, selon les gradations du code S des états de la mer.

La figure 16, établie par le CETMEF¹ à partir des mesures sur la bouée-phare à l'entrée du chenal du Havre, complète l'information sur les hauteurs de vague en précisant leurs périodes caractéristiques. On observe naturellement que les petites vagues sont en général de courte période (5 secondes environ) mais qu'elles présentent un spectre assez étalé (jusqu'à 10 secondes), les périodes les plus longues étant la signature des résidus de houle du large. Au contraire, les vagues les plus fortes ont des périodes caractéristiques plus marquées (de l'ordre de 6 s) qui croissent légèrement avec la hauteur de vague : ces périodes sont relativement courtes, en accord avec une génération locale des vagues sur un fetch* limité à la baie de Seine ou à la largeur de la Manche orientale (voir p. 16 « Génération des vagues »).

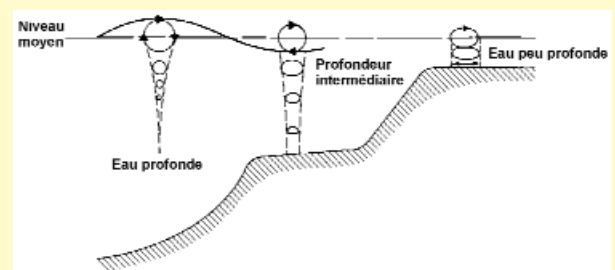
1. Centre d'études techniques maritimes et fluviales.

La houle à la côte

Les vagues (houle, clapot...) sont des ondulations de surface qui se propagent vers la côte mais ne déplacent pratiquement pas les masses d'eau. Les particules fluides parcourent des trajectoires fermées elliptiques (mouvements orbitaux). Au large, ces mouvements sont circulaires et diminuent rapidement avec la profondeur jusqu'à s'annuler avant d'atteindre le fond, et ce d'autant plus que la période est courte. Lorsque la profondeur diminue, les particules fluides sont mises en mouvement sur toute la colonne d'eau et décrivent des trajectoires elliptiques d'autant plus plates qu'elles sont près du fond. C'est donc seulement par faible profondeur (typiquement $< 0,44 T^2$, T étant la période des vagues) que le fond « voit » les vagues, qui exercent alors des contraintes (de pression et de cisaillement) non négligeables.

Mais, à l'approche des côtes, les vagues subissent bien d'autres modifications, en particulier :

- la réfraction : variation de la célérité en fonction de la profondeur ou du courant, avec pour conséquence la rotation des vagues vers les hauts-fonds ;



Représentation schématique des mouvements orbitaux dans la houle.

- la diffraction : contournement partiel d'obstacles ;
- la dissipation : perte d'énergie par frottement sur le fond ;
- la réflexion partielle par les côtes abruptes ;
- le déferlement.

Ces mécanismes se produisent à petite échelle et sont traités de manière approximative dans les modèles de grande emprise.

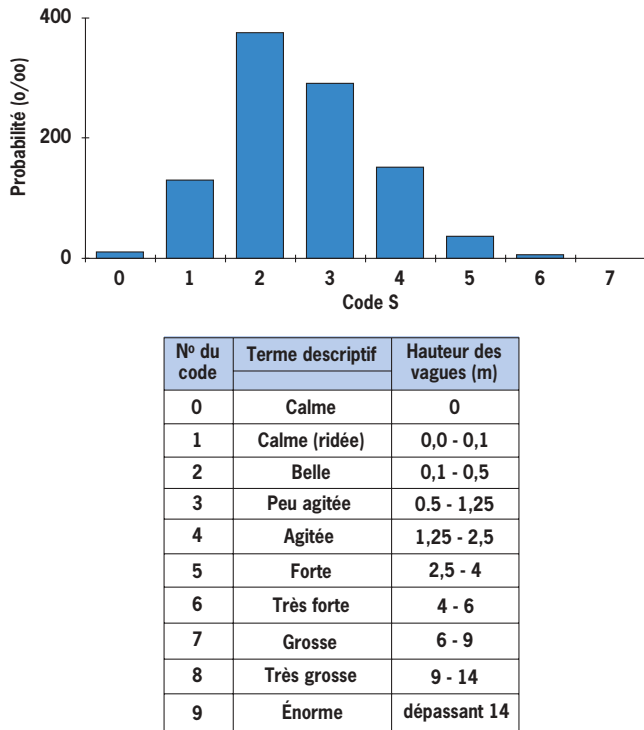


Figure 15 - Histogramme annuel de l'état de la mer d'après des observations au sémaphore de la Hève (données Météo-France).

Les distributions directionnelles des agitations (avant réfraction dans les faibles profondeurs) peuvent être déduites des estimations des vagues, calculées à partir de données de vent (fig. 17 ; voir p. 17 « Méthodes d'estimation des vagues devant l'embouchure » et Silva Jacinto, 2001).

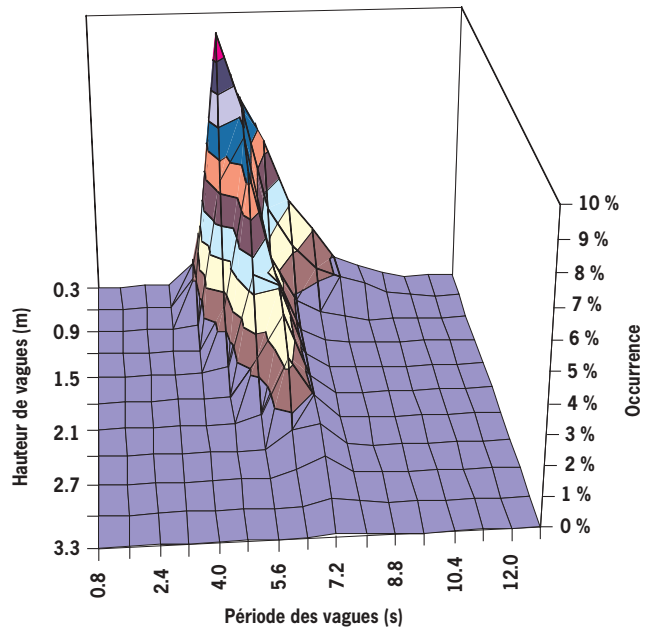


Figure 16 - Corrélogramme des hauteurs et périodes des vagues mesurées en baie de Seine sur la bouée LHA, à l'entrée du chenal du Havre (données CETMEF).

Les situations de mer belle (code 2) sont majoritairement associées aux vents soufflant du secteur est, c'est-à-dire des vents soufflant de terre et n'ayant qu'un fetch très court. Un cinquième des agitations correspondent à une mer peu agitée ou agitée (codes 3 et 4) provenant des secteurs compris entre le sud et l'ouest. Ces agitations très fréquentes, dont l'énergie atteint les fonds sédimentaires dès les profondeurs de l'ordre de 10 m, jouent probablement un rôle non négligeable et permanent dans la dynamique sédimentaire de l'estuaire.

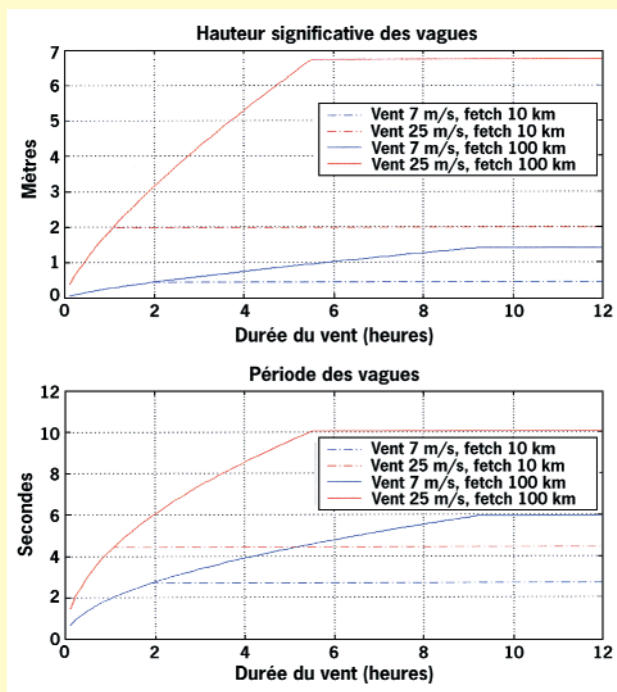
Génération des vagues

Les vagues sont des ondulations de la surface de la mer générées par le vent. Ces vagues sont caractérisées par leur hauteur (dénivelé entre une crête et un creux successifs), leur période et leur direction. Au moment de leur genèse, la direction des vagues est proche de celle du vent. La hauteur et la période dépendent essentiellement de trois facteurs : la vitesse et la durée du vent ainsi que la longueur du fetch, ce dernier étant la distance sur laquelle le vent souffle.

D'une manière générale, hauteur et période des vagues augmentent avec la force et la durée du vent, mais elles atteignent des valeurs limites d'autant plus facilement que le fetch est court. C'est ce qu'illustre la figure ci-contre, pour deux vitesses de vent caractéristiques (force 4 et force 10 Beaufort) et deux ordres de grandeur du fetch, correspondant aux cas extrêmes de génération des vagues en baie de Seine : un fetch de 100 km est à peu près la distance sur laquelle agit un vent d'ouest avant d'aborder l'estuaire de la Seine tandis qu'un fetch de 10 km correspond à la zone d'action d'un vent de sud - sud-ouest générant un clapot dans le chenal Nord.

On note qu'un vent de $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (force 4) peut générer des vagues de 1,40 m s'il souffle de l'ouest pendant suffisamment de temps (9 heures) mais que, s'il vient du sud, les vagues ne dépasseront pas 0,40 m, que le vent dure 2 ou 10 heures.

N.B. : Ces calculs approchés, issus de relations empiriques, ne tiennent pas compte de la propagation des vagues par petits fonds.



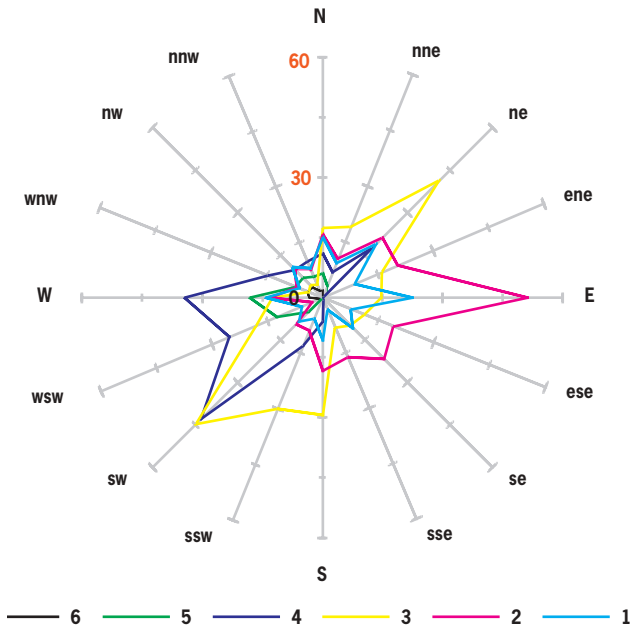


Figure 17 - Rose des agitations pour les différents états de la mer (code S, fig. 15). Les probabilités sont indiquées en **pour mille**. Les périodes de calme correspondent à **17 ‰** des observations. Comme pour le vent, les orientations des agitations représentent par convention leur direction de provenance.

Les agitations de code 3 provenant de nord-est ont une probabilité non négligeable. Toutefois, au sud du cap de la Hève, et surtout vers l'estuaire, ces agitations ne sont plus observées car le fetch orienté nord-est y devient très court. Les mers fortes (codes 5 et 6) sont beaucoup moins probables et proviennent essentiellement de l'ouest. Compte tenu de leurs effets potentiels sur les fonds de l'estuaire où elles peuvent pénétrer, leur prise en compte est essentielle.

Propagation des vagues dans l'estuaire externe de la Seine

Dans le voisinage de l'embouchure de la Seine, les variations de profondeurs et les courants de marée influencent la propagation des vagues et leur énergie (voir p. 15 « La houle à la côte »). La grande amplitude des marées en baie de Seine génère des variations de hauteurs et de courants qui doivent être prises en compte pour évaluer la distribution des vagues et des contraintes qu'elles exercent sur le fond. Dans le cadre du programme Seine-Aval, le modèle HISWA² de génération-propagation-dissipation des vagues, conçu par l'université technique de Delft, a été utilisé. Ce modèle permet de prendre en compte simultanément la réfraction des houles du large et la génération des vagues par un vent local.

2. HISWA : Hindcasting waves in shallow waters.

Méthodes d'estimation des vagues devant l'embouchure

Pour estimer les caractéristiques des vagues à l'embouchure de la Seine, plusieurs méthodes ont été utilisées : les observations d'état de la mer depuis le sémaphore de la Hève, des mesures ponctuelles de vagues par bouée ou houlographe à pression et enfin des calculs simplifiés de vagues à partir des données de vent.

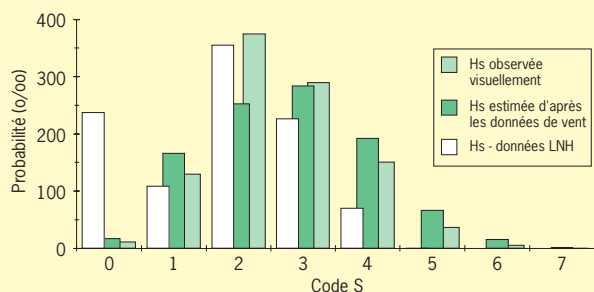
Les observations de l'état de la mer, au sémaphore de la Hève, ont été effectuées plusieurs fois par jour, en même temps que les observations synoptiques de vent. L'état de la mer est estimé visuellement, en l'appréciant vers le large. Les observations tiennent compte, autant que possible, de la hauteur moyenne des vagues bien formées les plus grosses.

Les mesures effectuées par bouée ou houlographe immergé ont l'avantage de s'affranchir de l'interprétation des observateurs, mais sont rarement maintenues à long terme et ne sont pas toujours représentatives des variations saisonnières. Notons cependant une mesure sur la bouée-phare d'entrée du port du Havre maintenue depuis 1997 par le Cetmef. Ces mesures ont par ailleurs l'inconvénient de filtrer certaines vagues, en particulier les hautes fréquences (en raison du comportement de la bouée porteuse ou de l'amortissement en profondeur, s'agissant des houlographes posés sur le fond). Enfin, ces mesures fournissent des indications précises sur les périodes caractéristiques des vagues.

Un intérêt majeur de l'estimation des vagues par calcul depuis les données de vent est de renseigner également sur la direction des vagues (voir p. 16 « Génération des vagues »), ce qui est fondamental pour déterminer les conditions de propagation dans l'estuaire. En outre, cette technique peut être appliquée de façon permanente. Par contre, elle reste très approchée et ignore les résidus de houle du large (Atlantique-Manche) réfractés en baie de Seine. Les

calculs utilisés plus loin ont été appliqués devant le cap de la Hève, en supposant que le vent observé à la Hève est représentatif de l'ensemble de la baie.

La figure ci-dessous présente les histogrammes de hauteur de vague obtenus à l'aide des trois méthodes, appliquées à 379 jours de mesures pour la première, à 10 ans d'observations au sémaphore de la Hève pour la seconde et à 20 ans de mesures de vent pour la troisième. Les hauteurs de vague estimées à partir du vent sont conformes aux observations visuelles au cap de la Hève mais s'écartent des mesures par houlographe pour les situations de calme ou de tempête : dans le premier cas, c'est à cause de l'atténuation en profondeur des petites vagues, dans l'autre, c'est à cause d'une mauvaise répartition des mesures dans l'année, privilégiant les périodes les plus calmes. Ces deux défauts seraient atténués en prenant en compte les mesures récentes du Cetmef depuis la bouée-phare.



Comparaison entre les histogrammes de la hauteur significative (Hs) des vagues, (1) mesurée par houlographe (LNH), (2) estimée d'après les données de vent ou (3) observée depuis le sémaphore de la Hève, et exprimée selon le code S des états de la mer (voir fig. 15).

Parmi les conditions d'agitation les plus probables, le cas d'une houle d'ouest accompagnant un vent d'ouest de force 4 constitue une situation favorisant la pénétration des vagues dans l'estuaire. Les résultats présentés ci-après (fig. 18, 19) ont été obtenus en calculant les agitations liées à un vent d'ouest de 7 m.s^{-1} (force 4) uniforme sur toute la baie de Seine et à une houle venant de l'ouest au large (au-delà du Cotentin) de période 10 s et de hauteur significative 1 m, pour différentes phases d'une marée de vive-eau (coefficient 94).

La figure 18 montre la distribution des hauteurs de vagues à quatre moments de la marée, correspondant à différents niveaux de la surface libre (qui n'est d'ailleurs pas uniforme sur le domaine) et différentes configurations de courant. On observe de grandes différences d'une situation à l'autre, en particulier entre les situations de 3 h 40 avant la pleine mer (flot) et 3 h après la pleine mer (jusant), qui cor-

respondent toutes deux à un niveau de mi-marée. Ces résultats mettent en évidence le rôle dominant de la réfraction par le courant de marée. On note une nette amplification des vagues devant l'embouchure en jusant (situation de « vent contre courant »), avec des hauteurs voisines de celles de la houle du large mais nettement supérieures à celles obtenues au milieu de la baie : en fait, la houle du large y est considérablement réduite par réfraction et c'est le clapot généré par le vent d'ouest qui domine.

La figure 19 présente aux mêmes instants les vitesses orbitales* près du fond, qui caractérisent les mouvements d'oscillation de l'eau dans la vague. Les contraintes exercées par ces mouvements sur le fond varient à peu près comme le carré de ces vitesses orbitales. Ici, l'effet de réfraction par le courant de marée est moins spectaculaire car ce sont les diminutions de profondeur qui favorisent l'émergence de

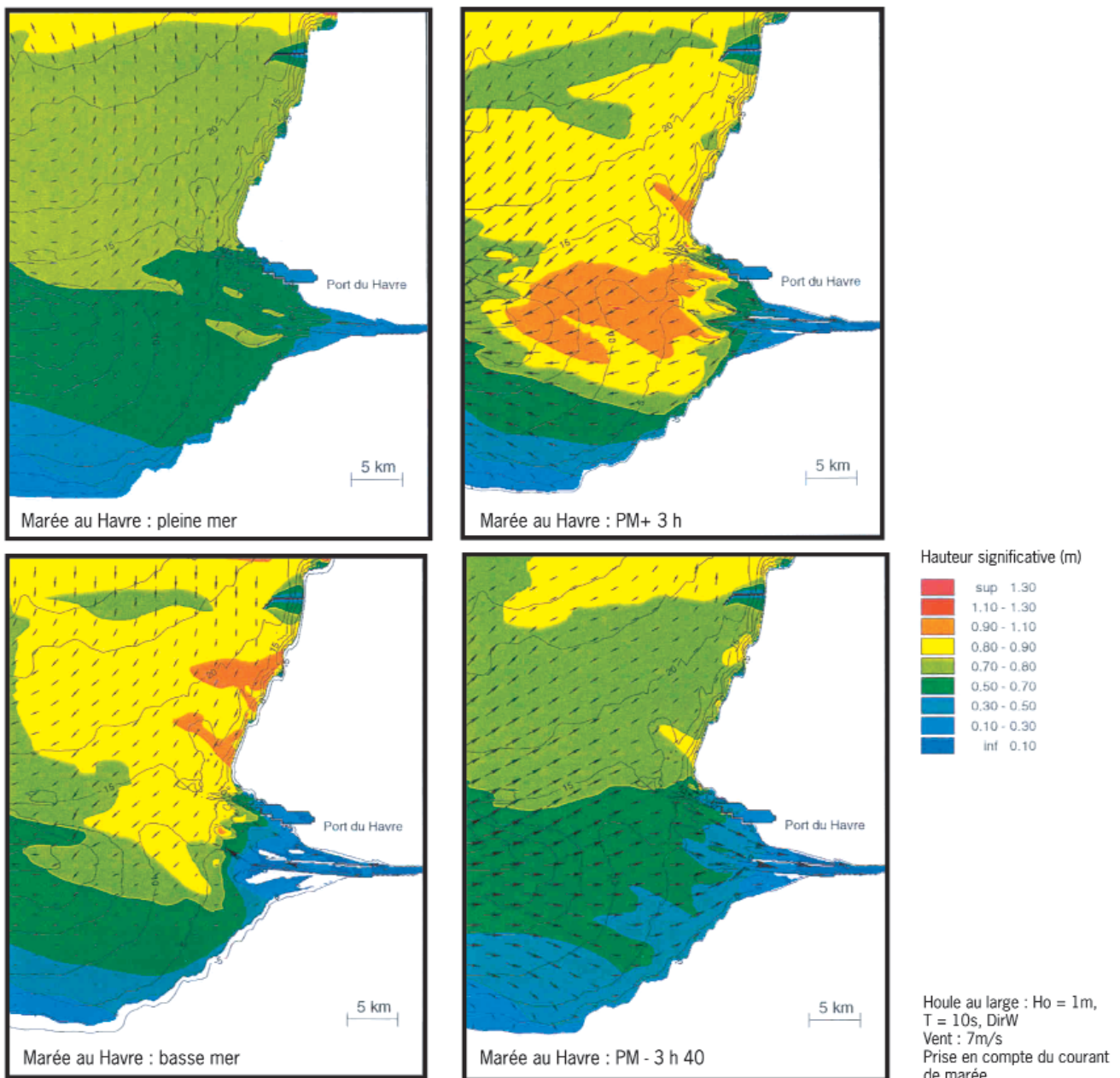


Figure 18 - Calcul des agitations en baie de Seine orientale, pour différentes phases d'une marée de vive-eau. Les flèches représentent le courant de marée.

fortes vitesses orbitales. Ainsi, au droit de l'engainement, la situation de basse mer est la plus exposée tandis que, sur le banc du Ratier, ce sera celle de mi-jusant.

On peut retenir de ces exemples que les vagues dans l'embouchure peuvent être amplifiées par rapport à celles observées 10 à 20 km plus au large, qu'elles présentent des dis-

parités spatiales très fortes et très variables au cours de la marée, et qu'enfin les effets de remise en suspension éventuelle (liés aux vitesses orbitales) ne varient pas exactement comme les hauteurs de vagues en surface mais sont favorisés par les faibles profondeurs.

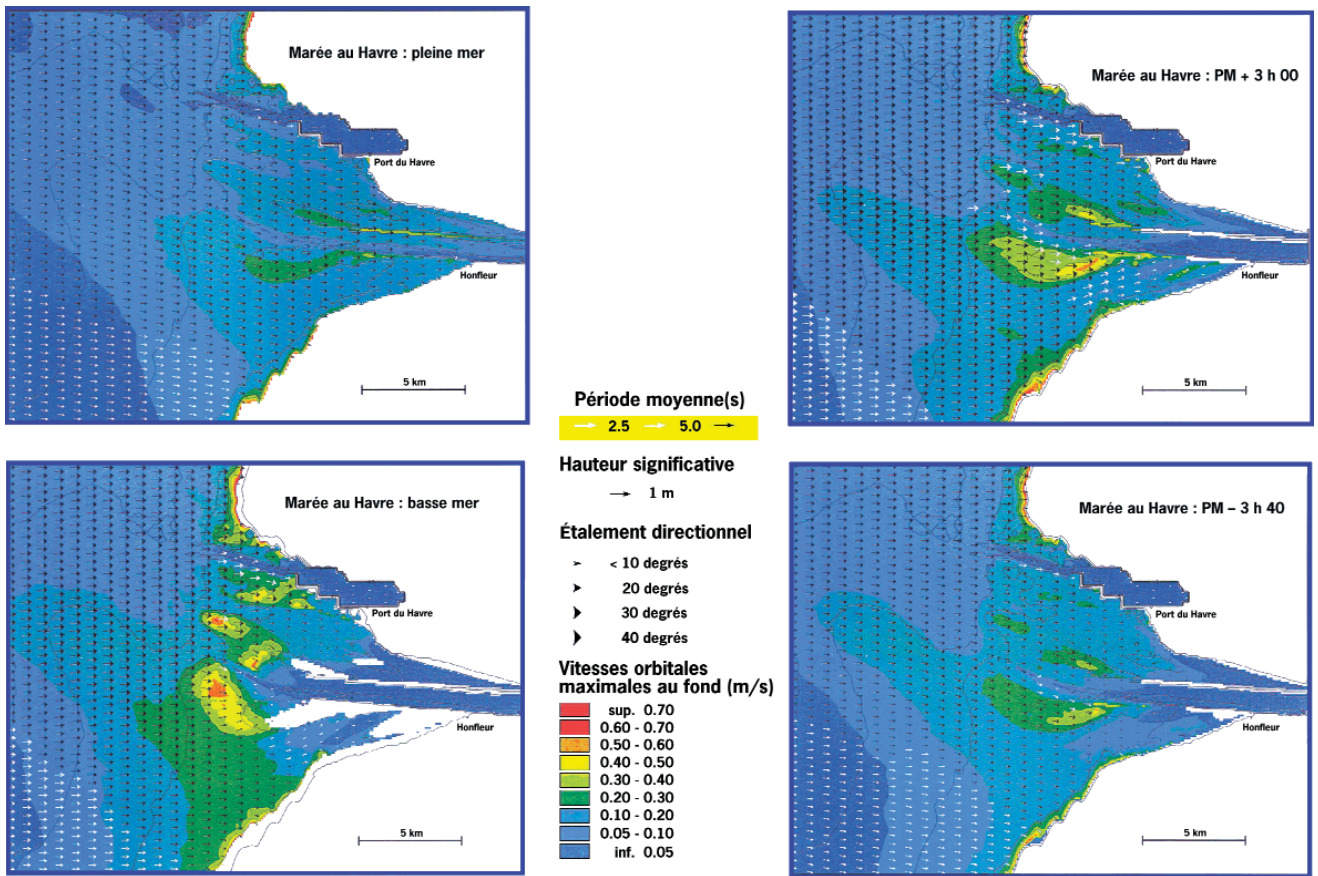
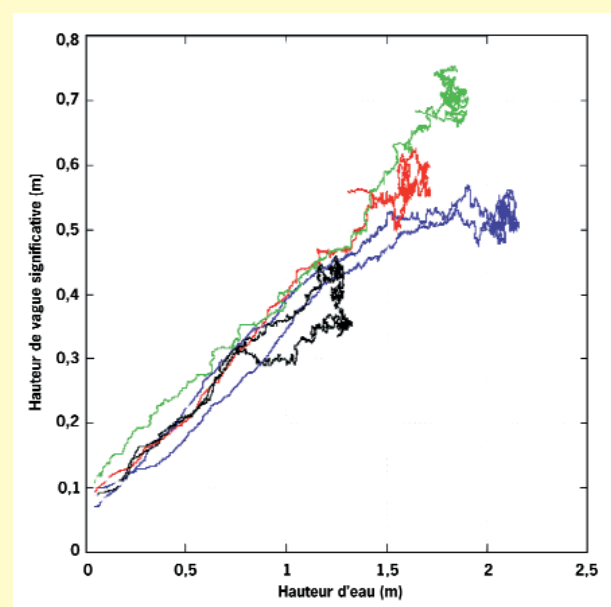


Figure 19 - Calcul des agitations à l'embouchure de la Seine. Représentation des vitesses orbitales près du fond à différents moments de la marée. Mêmes conditions qu'en figure 18.

Hauteurs de vagues sur l'estran

Lorsque les vagues atteignent la côte, la remontée des fonds les rend instables (les crêtes se propagent plus vite que les creux...) : c'est le déferlement. Mais, lorsque la pente du fond est très faible, comme souvent sur l'estran, l'énergie des vagues est dissipée par frottement - parfois par liquéfaction des vases lorsque le fond est vaseux - et les vagues voient leur hauteur diminuer avec la profondeur avant de déferler. On peut montrer que, sous certaines conditions (frottement important, pente du fond faible), la hauteur de vague ne peut dépasser une certaine fraction de la hauteur d'eau.

Lors de mesures effectuées en limite ouest de la vaseière du Havre par conditions de tempête, il a effectivement été observé que la hauteur de vague significative ne dépassait pas 30 % de la hauteur d'eau, comme le montre la figure ci-contre (les couleurs correspondent à différentes marées). Il est remarquable que, pour une hauteur d'eau fixée (1 m par exemple), la hauteur de vague varie peu, à l'inverse des houles en zone plus profonde (le jour de tempête est en vert sur la figure) (Silva Jacinto, 2001).



Chapitre IV

Le panache fluvial et les stratifications

Circulation générée par les apports de la Seine : les mécanismes

Les circulations dans l'estuaire de la Seine sont marquées par les apports d'eau douce de la Seine. Comme cela a été rappelé en introduction, la différence de densité entre l'eau salée (plus dense) et l'eau douce apportée par la Seine crée un gradient de pression qui pousse l'eau de la mer vers l'amont. Mais, cet écart de pression augmente au fur et à mesure que l'on descend dans la colonne d'eau, de telle sorte que la poussée vers l'amont est maximale au fond (mouvement barocline*). Un écoulement généralisé vers le continent est donc susceptible de s'établir : un tel apport d'eau marine faisant monter le niveau d'eau en amont, la surface libre acquiert une pente vers l'aval, ce qui génère un courant vers la mer, distribué uniformément sur la colonne d'eau (mouvement barotrope*). Il en résulte ce que l'on appelle une circulation estuarienne, constituée d'un écoulement en surface vers l'aval et d'un écoulement au fond vers l'amont. Les eaux douces plus légères ont tendance à rester en surface au-dessus des eaux marines plus denses : des stratifications apparaissent et, finalement, l'eau douce est évacuée en surface tandis que les eaux marines remontent l'estuaire en longeant le fond. Ces mouvements sont bien supérieurs aux vitesses qui seraient déduites d'un écoulement de l'eau douce distribué sur l'ensemble de la section de l'estuaire et sont d'autant plus intenses que les profondeurs sont grandes.

Dans un estuaire macrotidal (forte amplitude de marée) comme celui de la Seine, les courants de marée intenses génèrent une turbulence qui mélange les masses d'eaux sur la verticale, contrariant alors la circulation estuarienne. Ainsi, la distribution des eaux dessalées à l'embouchure de la Seine dépend-elle du débit du fleuve mais aussi de l'amplitude de marée.

Débit de la Seine : classification hydrologique de l'estuaire

Le débit moyen annuel de la Seine à Poses a été de $418 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre 1960 et 1993. Si l'on tient compte d'apports supplémentaires le long de l'estuaire entre Poses et l'embouchure, on peut estimer le débit moyen d'eau douce arrivant à la mer en majorant le débit à Poses de 10 %, à peu près au prorata des surfaces des bassins versants en amont de Poses ou de l'embouchure. En étiage, ces apports intra-estuariens sont proportionnellement plus élevés. Ainsi, on peut retenir un débit moyen approximatif de $460 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'embouchure. Des débits de crue supérieurs à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont couramment observés, le maximum connu ayant été évalué à $2800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Vigarié, 1964). Par ailleurs, les débits d'étiage, de l'ordre de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, varient peu grâce aux

aménagements de la Seine mais peuvent encore diminuer en période de sécheresse (un débit de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a même été estimé en août 1992).

Il existe plusieurs classifications des estuaires, formulées sur la base de paramètres plus ou moins élaborés (débits de marée, débit fluvial, indice de stratification, vitesse maximum, etc.). L'une des plus simples consiste à comparer le volume oscillant pendant la marée au volume d'eau douce apporté par le fleuve et d'en déduire les probabilités de stratification dans l'estuaire. Les résultats sont représentés dans le diagramme de Simmons (fig. 20). Selon Avoine (1981), pour les débits faibles à moyens, l'estuaire de la Seine est partiellement stratifié. En crue, il devient bien stratifié surtout en morte-eau. Il faut donc s'attendre à observer en Seine d'importantes variations dans le mélange des eaux et donc dans la forme du panache à l'embouchure et en baie de Seine.

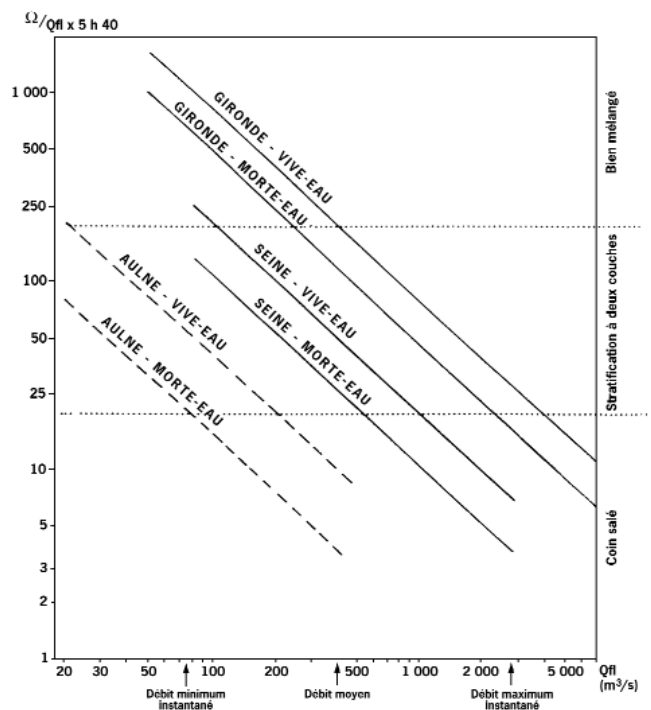


Figure 20 - Classement hydrologique de l'estuaire de la Seine (selon le rapport entre le volume oscillant Ω et la quantité d'eau douce apportée par le fleuve) en fonction du débit fluvial (Avoine, 1981).

La connaissance du panache et des circulations associées est fondamentale pour suivre les apports du fleuve, les dispersions et les modifications physico-chimiques du milieu, qui conditionnent le comportement des polluants et l'évolution des organismes. La salinité elle-même est non seulement l'indicateur qui permet de suivre les mélanges mais aussi un facteur écologique majeur qui détermine la répartition des espèces.

La salinité n'est pas le seul paramètre influençant la densité et donc la circulation estuarienne. En mer ouverte par exemple, les circulations générées par les gradients de densité sont principalement provoquées par les différences de température entre les eaux de surface réchauffées par l'atmosphère et l'ensoleillement, et les eaux plus profondes. Dans l'estuaire de la Seine, les variations de température sont importantes d'une saison à l'autre (typiquement de 6 °C à 21 °C) mais, à un instant donné, les écarts thermiques entre l'eau continentale et l'eau marine ne dépassent guère 6 °C, ce qui a un effet sur la densité bien plus faible que les écarts simultanés de salinité.

Distribution des salinités dans l'estuaire

La distribution longitudinale et verticale des salinités a fait l'objet de multiples campagnes de mesures à l'occasion du SAUM (Schéma d'aptitude et d'utilisation de la mer) de l'estuaire de la Seine, il y a une vingtaine d'années (fig. 21). L'intrusion saline, matérialisée par la zone de variation des salinités de 0,5 à 30 (unités PSU, pour Practical salinity unit), s'étend sur environ 50 km, en aval de Vieux-Port

(pk 325), donc à proximité de l'embouchure. Il faut noter qu'en un point donné la variation de salinité au cours d'une marée peut atteindre 20. La figure 21 met bien en évidence des stratifications en morte-eau (un écart supérieur à 20 PSU entre surface et fond à Honfleur à basse mer de crue) et une homogénéisation en vive-eau, en amont de l'engainement, conformément à ce qui était attendu d'après la classification de l'estuaire.

La limite d'influence des eaux marines (fixée arbitrairement à 0,5 et parfois appelée « front de salinité ») oscille avec la marée et le débit fluvial (fig. 22).

La position du front de salinité est bien connue depuis quarante ans grâce aux informations recueillies régulièrement par le Service de la navigation de la Seine (fig. 23).

Du fait des aménagements de l'estuaire (canalisation de l'écoulement fluvial) et de son comblement progressif (diminution du volume oscillant), la limite de l'intrusion saline a migré vers l'aval de plus de 50 km entre 1955 et 1978. Cette tendance est arrêtée, voire inversée, depuis 1979, peut-être en raison d'un léger accroissement de la section d'écoulement entre les deux digues, certainement aussi en relation avec le régime hydrologique de la Seine.

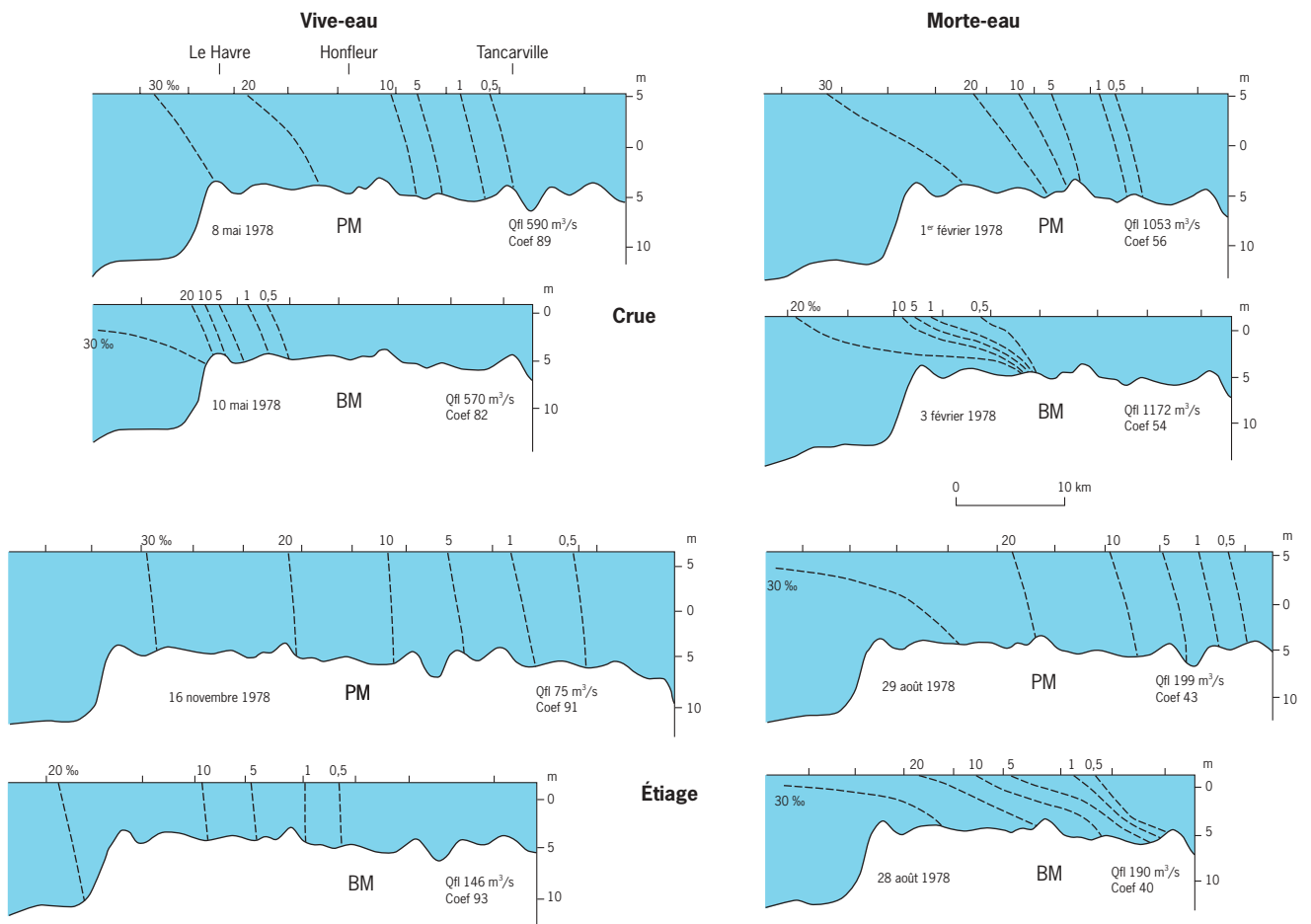


Figure 21 - Profils aval-amont instantanés de salinité, relevés dans l'estuaire de la Seine pour différentes conditions de marée (pleine mer, basse mer ; morte-eau, vive-eau) et de débit du fleuve (crue, étiage) (mesures du SAUM, in Avoine, 1981). Les courbes de même salinité (isohalines) sont représentées en tireté et les salinités correspondantes apparaissent à leurs extrémités supérieures.

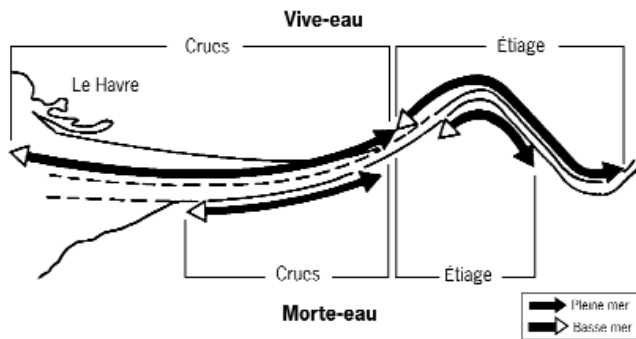


Figure 22 - Fluctuations de la limite eau douce-eau marine (in Guillaud & Poupinet, 1980).

On notera en particulier la remontée spectaculaire du front de salinité lors des années sèches (1976, 1989 à 1991). La relative stabilité de l'intrusion saline depuis 1978 conforte l'hypothèse que les structures halines mesurées lors du SAUM restent représentatives de la situation actuelle (fig. 21).

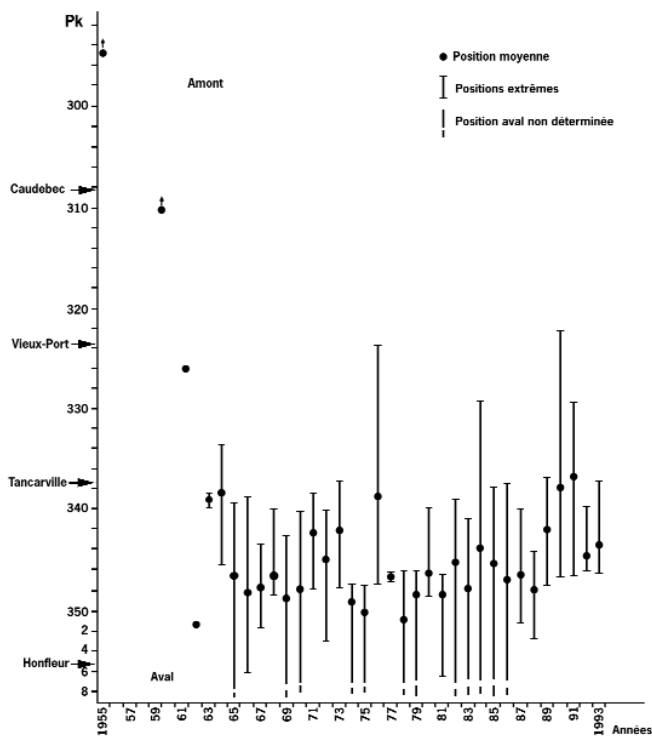


Figure 23 - Position du front de salinité à basse mer (marée moyenne), de 1955 à 1993 (Avoine et al., 1996).

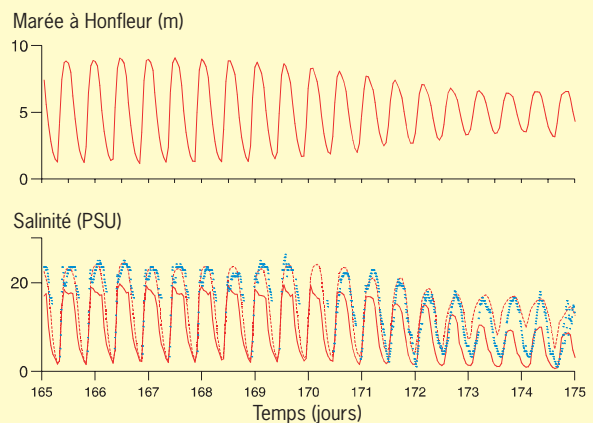
Simulation tridimensionnelle du panache de salinité et de la circulation résiduelle induite

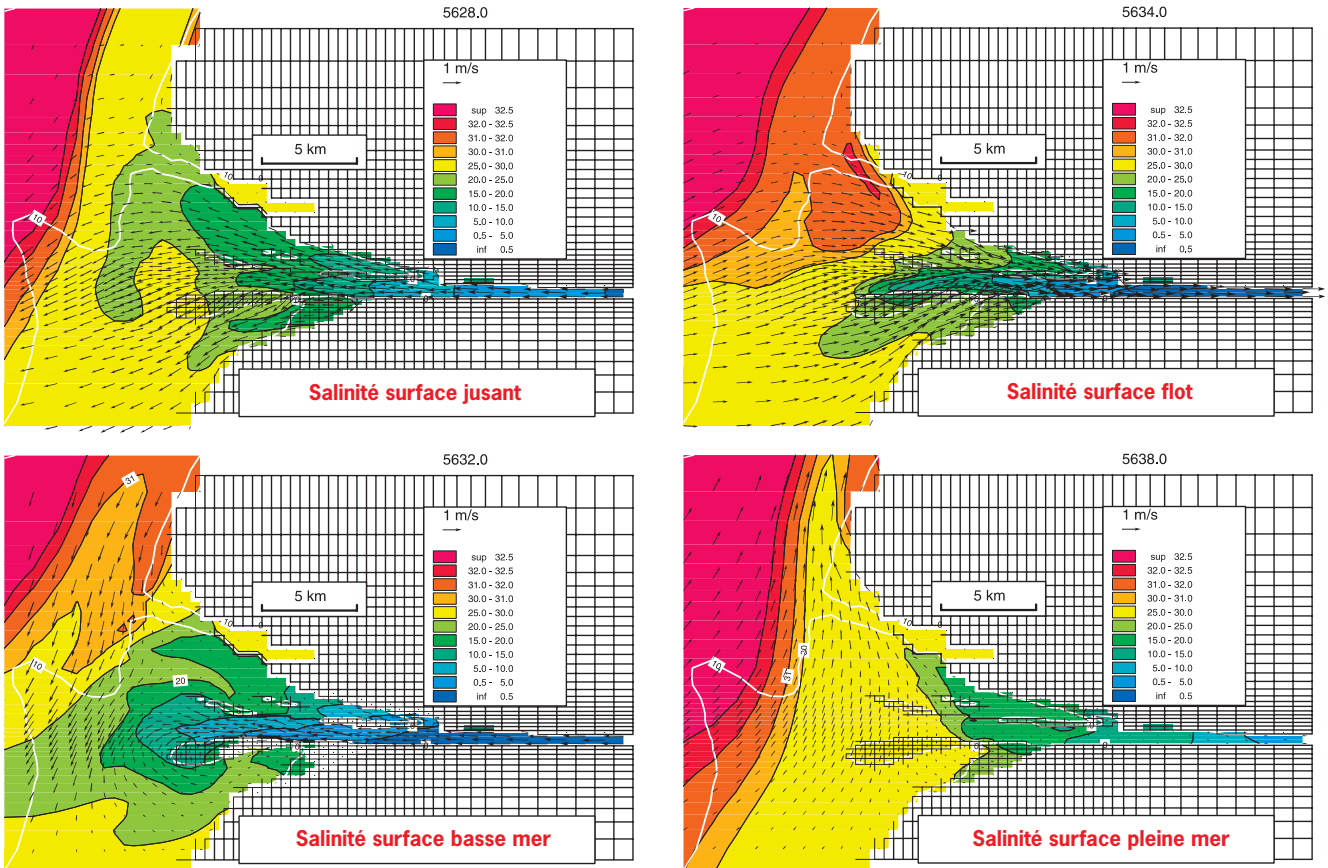
L'utilisation du modèle tridimensionnel mis en place au cours du programme Seine Aval a permis de reproduire l'intrusion saline et le panache des eaux douces, en respectant l'ensemble des mécanismes décrits ci-dessus. Après validation par les mesures du SAUM et celles plus récentes de la station Marel de Honfleur, le modèle a été utilisé pour décrire la distribution transversale des salinités, jusque-là très mal connue.

Validation du modèle mathématique par les mesures Marel à Honfleur

Les mesures en continu réalisées à la station Marel¹ de Honfleur depuis 1997 ont permis de valider le modèle mathématique SAM-3D mis en place dans le cadre du programme scientifique Seine-Aval. La figure ci-dessous présente la comparaison entre mesures enregistrées à 1,50 m sous la surface (points bleus) et résultats dans la maille de calcul correspondante d'une simulation tridimensionnelle (traits continus rouges en surface, tiretés rouges au fond), pour un débit d'environ 400 mètres cubes par seconde. Les fluctuations au cours du cycle vive-eau - morte-eau sont bien reproduites. La similitude entre salinités mesurées et résultats de calcul au fond semble indiquer qu'une légère stratification se produit dans les couches de surface (moins de 1,50 m) en vive-eau tandis qu'en morte-eau le milieu serait nettement stratifié et le dispositif d'échantillonnage oscillerait de part et d'autre de la pycnocline (zone de fort gradient vertical de densité).

1. Mesures automatisées pour l'environnement littoral.





a) Situations en jusant et à basse mer.

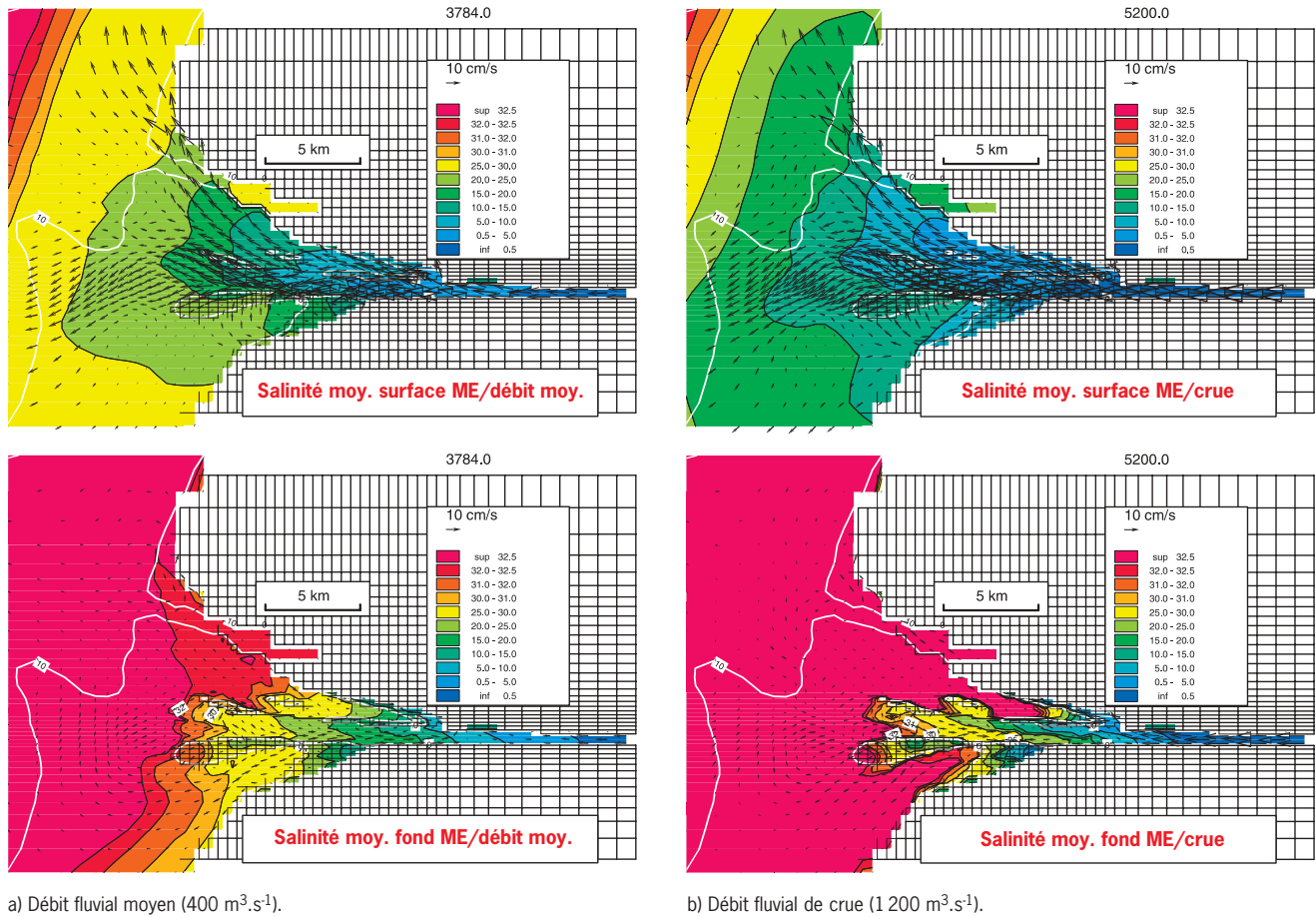
b) Situations en flot et à pleine mer.

Figure 24 - Distribution des salinités de surface dans l'estuaire de la Seine, simulées avec le modèle SAM-3D pour une marée moyenne et un débit fluvial moyen. Les flèches représentent le courant de marée.

La figure 24 représente l'évolution du panache de surface au cours d'une marée moyenne pour un débit moyen. On observe bien une expulsion des eaux douces en jusant jusqu'à la basse mer, nettement plus marquée dans la zone centrale (entre les digues) que dans les chenaux Nord et Sud, et un étalement du panache à l'engainement. Les différences de salinité atteindraient momentanément 15 (PSU) de part et d'autre de chacune des digues submersibles à basse mer. Ces différences restent encore visibles à mi-flot pour disparaître à pleine mer. Toutefois, on note un gradient général nord-sud, le chenal Nord étant plus dessalé que la zone sud. Plus au large, une langue d'eau dessalée est constituée devant le cap de la Hève en fin de flot par le courant de Verhaule qui porte au nord (bien visible sur la carte « pleine mer »). Cette structure qui se détache de la côte du pays de Caux caractérise le panache de la Seine en surface pendant une bonne partie de la marée.

Le contraste entre la distribution de surface et celle de fond est présenté en morte-eau, condition favorable aux stratifications (fig. 25). Pour simplifier, les oscillations pendant la marée sont ici filtrées et seules les salinités moyennes pendant la marée sont cartographiées, en même temps que les

courants moyens. Les écarts entre la surface et le fond sont spectaculaires. Ainsi, par débit moyen (fig. 25a), le panache de surface est-il légèrement décentré vers le nord tandis que près du fond les eaux dessalées se dispersent préférentiellement le long du Calvados. Ce phénomène, qui est également reproduit par un modèle s'étendant sur l'ensemble de la baie de Seine (Cugier & Le Hir, 2001), est probablement lié à l'asymétrie nord-sud de la bathymétrie en baie de Seine orientale : les faibles profondeurs le long de la côte du Calvados empêcheraient les gradients verticaux de salinité de se développer autant que du côté du Havre. On observe, par ailleurs, que la limite de l'intrusion saline se situe 3,5 km en amont du pont de Normandie en surface et qu'à Honfleur la salinité moyenne de surface est de 5 lorsque celle de fond atteint 20. En crue (figure 25b), les structures sont analogues mais accentuées : l'asymétrie nord-sud est plus marquée et, surtout, l'expulsion des eaux dessalées est plus étendue en surface tandis qu'au contraire la pénétration des eaux marines au fond est plus forte. Pourtant, la limite de l'intrusion saline au fond est déplacée vers l'aval et les gradients horizontaux de salinité sont donc renforcés.



a) Débit fluvial moyen (400 m³.s⁻¹).

b) Débit fluvial de crue (1 200 m³.s⁻¹).

Figure 25 - Distribution des salinités moyennes dans l'estuaire de la Seine, en surface et au fond, au cours d'une marée de morte-eau. Simulation avec le modèle SAM-3D. Les flèches représentent le courant résiduel.

Les courants moyens (qui intègrent les effets de densité superposés à une marée de morte-eau) peuvent être comparés aux courants résiduels de marée (fig. 4, attention aux échelles différentes). Les circulations inversées, vers le large en surface et vers l'amont au fond, sont particulièrement visibles dans le chenal. Les vitesses sont de l'ordre de 25 cm.s⁻¹ en surface et 7 cm.s⁻¹ au voisinage du fond. Ces dernières sont opposées à la résiduelle de marée qui est dans le sens du jusant. On imagine donc aisément l'impact des effets de densité sur la dispersion d'effluents à l'embouchure.

La simulation du transport des masses d'eau permet également de voir à quelle échelle de temps les structures salines se mettent en place à l'embouchure, au gré de variations réalistes du débit de la Seine et des marées. Il s'avère que le temps d'adaptation de ces structures aux changements de débit est relativement court (inférieur à la dizaine de jours) puisque, d'une morte-eau à la suivante, un passage de débit de crue (1 200 m³.s⁻¹) à un débit de 400 m³.s⁻¹ entraîne un déplacement des structures de type crue (fig. 25b) à celles de type débit moyen (analogues à celles de la figure 25a).

Chapitre V

Applications de la modélisation hydrodynamique de l'estuaire de la Seine

Sous réserve d'une validation sérieuse par des mesures adéquates, la modélisation hydrodynamique d'un secteur côtier donne accès à des grandeurs difficilement mesurables et pourtant d'un grand intérêt pour la compréhension des mouvements des masses d'eau. Par exemple, outre les niveaux d'eau et les courants dans tout le domaine, des débits d'eau peuvent être calculés, soit en des points précis, soit le long de frontières arbitraires (typiquement selon une section d'estuaire). Dans ce chapitre, nous nous proposons d'illustrer les potentialités de la modélisation mise en place dans le programme Seine-Aval à travers deux types d'applications : la dispersion d'effluents et leurs temps de séjour d'une part, les effets d'aménagements de grande envergure d'autre part.

Dispersion d'un effluent et temps de séjour

Parmi les questions fréquemment posées concernant la protection de l'environnement côtier figure le devenir d'un rejet en mer, en particulier celui d'un effluent issu d'une usine ou d'une station d'épuration. À titre d'exemple, nous considérons ici la dispersion d'un rejet théorique en surface, sur la rive sud du chenal de navigation, au droit de la ville de Honfleur. Ce rejet est continu et l'effluent est supposé « conservatif », c'est-à-dire qu'il ne subit aucune transformation d'ordre biochimique. Il se comporte en élément dissous « passif », soumis aux seuls processus physiques : le transport par les courants et le mélange par la turbulence induite par ces courants, éventuellement modulée par les stratifications. Du point de vue de la modélisation, cet effluent est considéré comme une variable d'état supplémentaire (à l'image de la salinité). Une quantité 1 étant rejetée chaque seconde, la dispersion de l'effluent peut être visualisée à travers l'évolution spatio-temporelle des concentrations par mètre cube de ce rejet. La figure 26 montre ainsi la variation des concentrations en quelques points de l'embouchure, pendant une vingtaine de jours. On observe naturellement une augmentation progressive des concentrations pendant les premiers jours mais, assez rapidement, celles-ci se stabilisent pour les stations « engainement » et « Amfard » (dans le chenal Nord) situées à moins d'une dizaine de kilomètres du rejet. La concentration dans l'estuaire, juste devant Honfleur, connaît quant à elle des fluctuations très importantes au cours de la marée, qui sont principalement dues à une dilution initiale plus ou moins grande du rejet, en fonction du niveau de l'eau et des courants (les pics se produisent pendant les étales). À l'engainement, les concentrations varient encore pendant la marée mais avec un

minimum à pleine mer, le « panache » du rejet étant alors plus en amont. On note enfin que les concentrations dans le chenal Nord restent relativement stables, les courants de marée y étant nettement moins intenses.

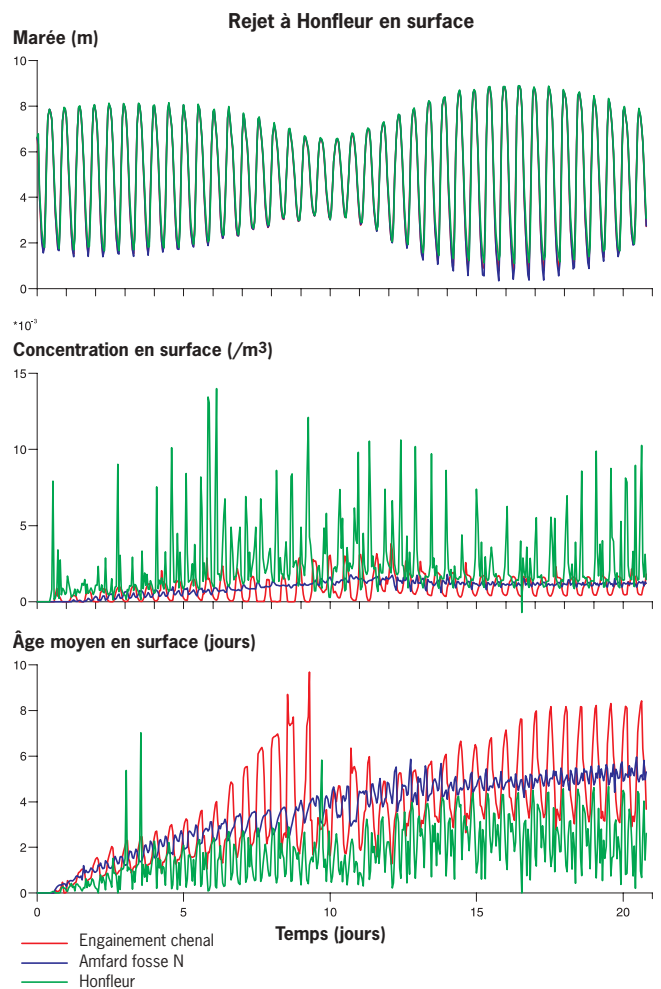


Figure 26 - Simulation d'un rejet unitaire ($= 1 \text{ s}^{-1}$) continu à Honfleur. Évolution de la concentration (par mètre cube) et de l'âge de l'effluent en quelques points (Honfleur ; dans la « fosse Nord », à Amfard ; dans le chenal, au niveau de « l'engainement »), simultanément à la marée.

Ces observations sont confirmées par les champs de concentration à pleine mer et à basse mer présentés sur les figures 27a et 27b. D'après les résultats de la figure 26, on peut considérer que les situations présentées ici sont représentatives d'un état pseudo-périodique avec balancement amont-aval lié à la marée, sauf vers la limite externe où le régime stationnaire n'est pas encore atteint.

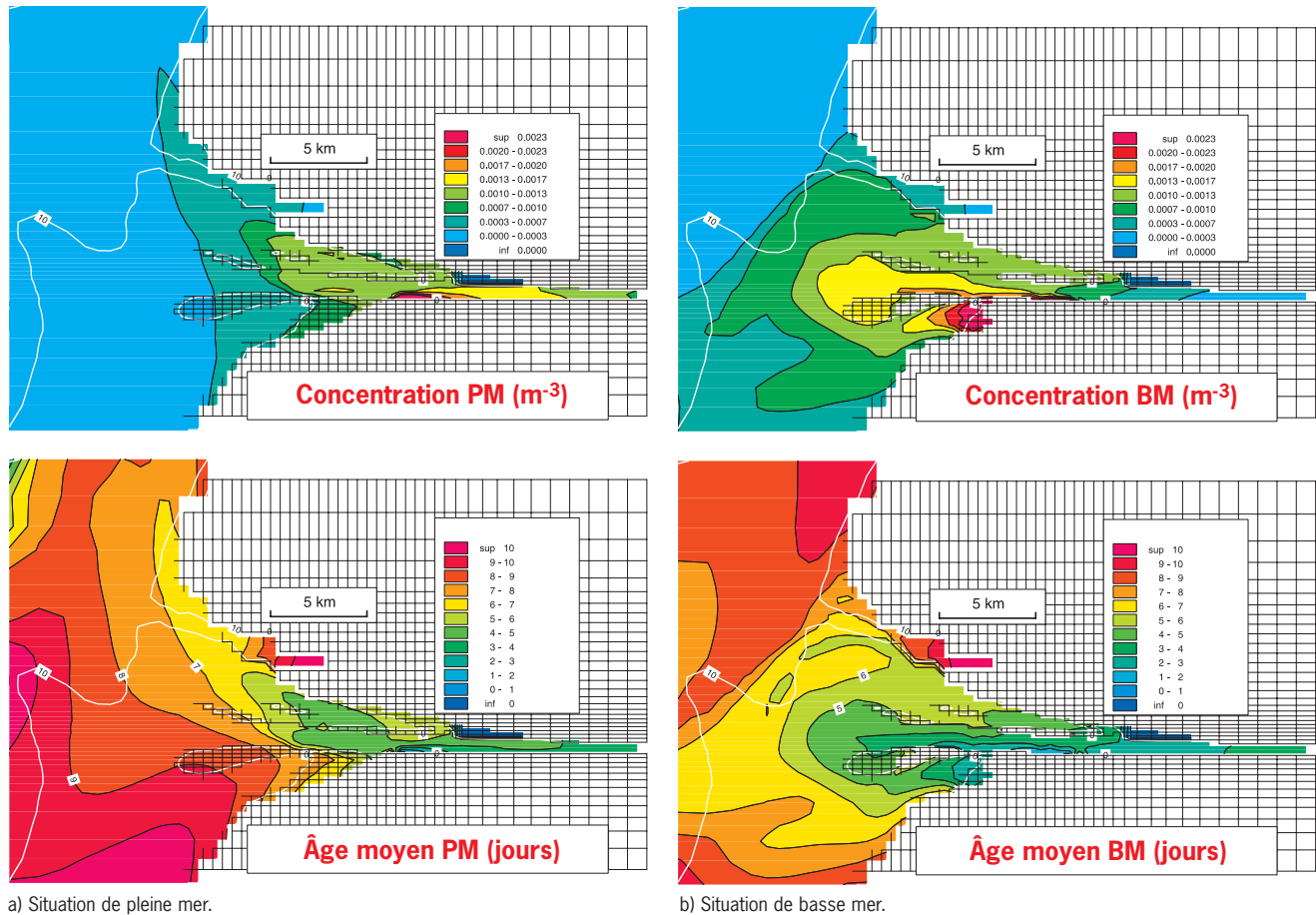


Figure 27 - Dispersion d'un rejet unitaire (= 1 s⁻¹) continu à Honfleur (simulation à l'aide du modèle SAM-3D).

La question des temps de séjour des masses d'eau dans un secteur donné est également récurrente, en particulier lorsque l'on s'intéresse à la manifestation possible de processus biologiques ou chimiques caractérisés par des échelles de temps précises. Pour appliquer cette notion de temps de séjour aux rejets de Honfleur, nous en avons calculé l'âge moyen, selon l'approche proposée par Delhez *et al.* (1999) (voir p. 27 « Méthode de calcul de l'âge moyen d'une masse d'eau »). Ainsi, les figures 26 et 27 présentent-elles l'âge moyen du rejet de Honfleur calculé simultanément aux concentrations. On retrouve que l'âge des effluents issus du rejet augmente au fur et à mesure que l'on s'en éloigne, cet âge moyen étant de 2 jours devant Honfleur et passant à 4 jours dans le chenal Nord. À l'engainement, il est de 5 jours en moyenne mais varie en fait entre 3 et 7 jours, selon l'heure de la marée, puisqu'à pleine mer l'effluent issu de Honfleur sera représentatif d'un rejet transporté en moyenne plus au large tandis qu'à basse mer, il sera plus influencé par une part provenant directement du rejet.

On note par ailleurs qu'aux variations près de l'amplitude de marée, l'âge moyen du rejet ne varie guère au-delà de 15 jours, même à l'engainement (fig. 26). Plus au large, le régime stationnaire serait naturellement atteint plus tard : ainsi les résultats apparaissant côté ouest sur les figures 27 correspondent-ils à une situation en évolution. La même approche a été appliquée à un rejet à Poses, de façon à évaluer l'âge moyen des eaux douces apportées par la Seine à Poses. Les résultats varient en fonction du débit de la Seine. Ainsi, en étiage (débit de 200 à 250 m³.s⁻¹), l'âge moyen des eaux douces à Honfleur serait de l'ordre de 17-18 jours tandis qu'en crue (1 000 m³.s⁻¹) il tomberait à 4,5-7 jours, sauf en morte-eau au fond où les stratifications empêchent le renouvellement de l'eau douce, leur âge moyen s'élevant alors à 12 jours environ. Ces résultats sont à rapprocher du temps de transit des particules de Poses à Honfleur, estimé par calcul à 6 jours pour un débit de la Seine de 675 m³.s⁻¹ (Salomon, 1976).

Méthode de calcul de l'âge moyen d'une masse d'eau

Considérons une masse d'eau particulière (par exemple celle émanant d'un rejet, d'un fleuve...). On peut montrer (Delhez *et al.*, 1999) que sa distribution $c(t, X, \tau)$ dans les trois dimensions de l'espace physique et la dimension des classes d'âge τ évolue dans le temps selon l'équation :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\nabla \cdot (uc - K\nabla c) - \frac{\partial c}{\partial \tau} \tag{1}$$

La concentration totale $C(t, X)$ relative à cette masse d'eau peut être obtenue en sommant sa distribution sur l'ensemble des classes d'âge :

$$C(t, X) = \int_0^\infty c(t, X, \tau) d\tau$$

La concentration C satisfait l'équation de transport :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (uC - K\nabla C) \tag{2}$$

L'âge moyen $a(t, X)$ se définit comme le moment d'ordre 1 de la fonction de distribution des âges :

$$a(t, X) = \frac{1}{C(t, X)} \int_0^\infty c(t, X, \tau) \tau d\tau$$

On peut aussi définir l'âge.concentration comme le produit de l'âge moyen par la concentration :

$$\alpha(t, X) = C(t, X) \cdot a(t, X)$$

On a donc :

$$a(t, X) = \alpha(t, X) / C(t, X) \tag{3}$$

L'équation (1), multipliée par τ , puis intégrée sur τ conduit à l'équation :

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = -\nabla \cdot (u\alpha - K\nabla \alpha) + C \tag{4}$$

Ainsi, l'âge.concentration suit une équation de transport (4) avec un terme source égal à C . Le modèle SAM-3D peut donc être utilisé pour transporter l'âge.concentration de la masse d'eau, tout comme sa concentration, et l'âge moyen se déduit alors de (3).

Simulation d'un aménagement

Un aménagement portuaire ou estuarien se traduit bien souvent par un changement de géométrie (de bathymétrie) du secteur. Il a été rappelé en introduction que la géométrie d'un estuaire conditionne toute l'hydrodynamique en son sein (propagation de la marée et courants associés, réfraction des houles...). Un aménagement dans un estuaire y modifiera donc les circulations et/ou les agitations, ce pour quoi il est en général conçu. Si le changement de géométrie a une emprise suffisante, d'échelle au moins égale à celle de la maille de calcul, le modèle mathématique doit rendre compte des modifications hydrodynamiques attendues.

À titre d'illustration, le modèle SAM-3D élaboré dans le cadre du programme Seine-Aval a été utilisé pour simuler l'effet qu'aurait la suppression des digues submersibles qui encadrent le chenal de navigation, à l'ouest de Honfleur, au sud, et à l'ouest du pont de Normandie, au nord. La cote des fonds autour des digues est supposée rester inchangée dans un premier temps. La figure 28 montre les effets à court terme de la suppression des digues sur la courbe de marée et sur les courants en trois points de l'embouchure de la Seine. Alors que le niveau de la pleine mer reste inchangé, celui des basses mers est abaissé d'environ 20 à 30 cm dans le chenal central, ce qui reflète le rôle limitant joué par les digues pour l'amplification de la marée à l'embouchure. En ce qui concerne les courants, cela se traduit par un léger ralentissement du flot dans le chenal central, sauf vers Honfleur, et une régulation du flot dans le chenal Nord. Surtout, le jusant est considérablement ralenti dans la partie aval du chenal central (secteur de l'engainement, fig. 28) alors qu'il serait légèrement accru dans le secteur de Honfleur. Ce résultat confirme le rôle joué par les digues, à savoir un ren-

forcement du courant de jusant dans le chenal central, destiné à favoriser un auto-dragage partiel du chenal de navigation par effet de chasse.

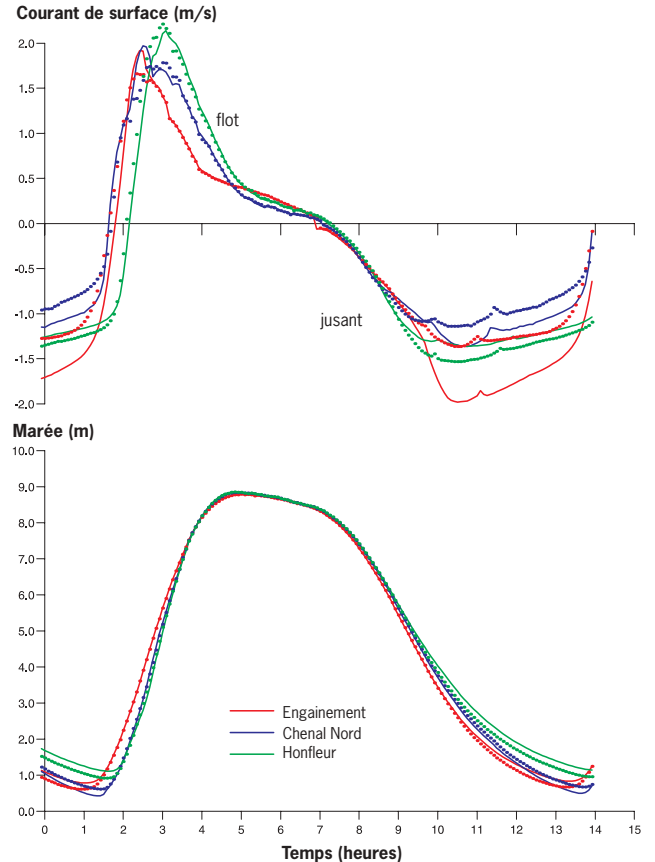


Figure 28 - Simulation de l'effet de la suppression des digues submersibles sur l'hydrodynamique (courants et marée) en trois points de l'embouchure de la Seine. Traits pleins : résultats dans la situation actuelle. Traits pointillés : résultats après suppression des digues.

La transformation des courants liée à la suppression des digues est également mise en évidence sur la figure 29 qui représente les vitesses maximales atteintes pendant une marée de vive-eau. On y observe que le courant maximum a lieu en flot pour l'ensemble de l'estuaire aval, sauf dans le dernier tiers (en allant vers le large) du chenal central entre les digues submersibles. En cas de suppression de ces dernières, les courants de flot dans les chenaux Nord et Sud sont renforcés mais, surtout, le courant de jusant est considérablement réduit immédiatement en amont de la zone de l'engainement. On peut relever que la suppression des digues renforcerait le jusant près de Honfleur (fig. 28). Le fait que ce ne sont pas les vitesses maximales qui contrôlent les déplacements de sables mais leurs gradients (dépôt si réduction des vitesses, érosion si accroissement) incite à examiner plus en détail les résultats d'une telle simulation avant toute conclusion sur les évolutions sédimentaires¹, mais ce n'est pas l'objet du présent document de synthèse. L'exemple montre cependant les potentialités de l'outil modélisation mathématique.

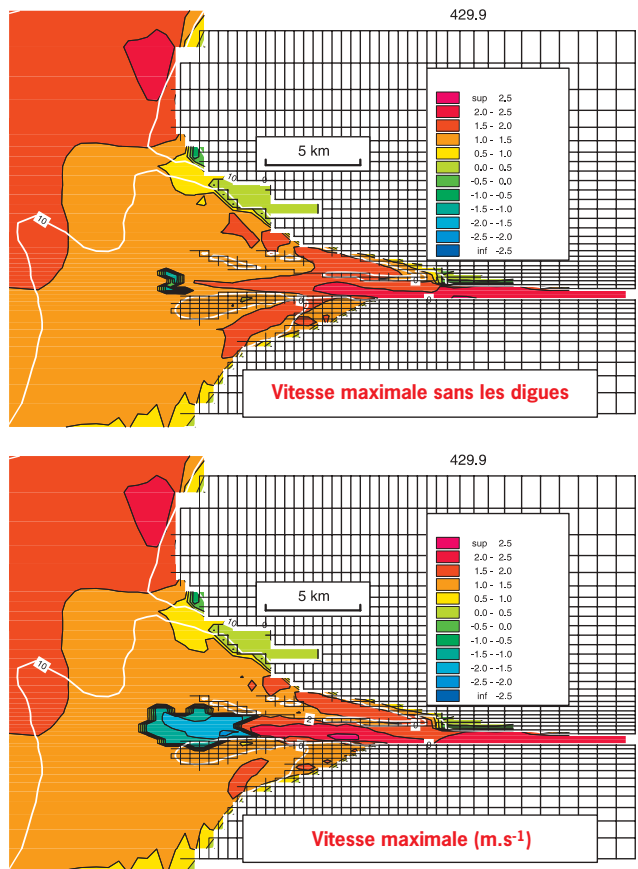


Figure 29 - Simulation de l'effet de la suppression des digues submersibles sur la distribution des courants maximums dans l'embouchure de la Seine.
Vert/bleu : vitesses maximales en jusant ;
Jaune/rouge : vitesses maximales en flot.

1. Il faut aussi rappeler qu'une modification des courants à la suite d'un aménagement quelconque est susceptible de perturber les transits sédimentaires, entraînant une modification de la bathymétrie et donc un réajustement des courants. La modélisation mathématique de ce couplage morphodynamique entre processus sédimentaires et hydrodynamiques fait l'objet de recherches tandis que nombre d'études d'ingénierie font appel à la simulation physique de l'ensemble de ces processus sur modèle réduit (Sogreah, 1997).

Synthèse

Les mouvements des masses d'eau dans l'estuaire de la Seine sont contrôlés, d'une part, par un ensemble de forçages (la marée, le vent, les vagues et les apports d'eau douce) et, d'autre part, par la géométrie de la zone, déterminée par sa bathymétrie. Toute modification des fonds (et donc de la géométrie) sera susceptible de modifier les courants, la propagation de la marée ou celle des vagues dans l'estuaire. Un modèle mathématique peut aisément en rendre compte, à condition que la discrétisation des fonds (i.e. la maille du modèle) soit suffisamment fine et que les forçages essentiels soient bien représentés.

La marée à l'embouchure de la Seine est caractérisée par sa « tenue du plein » (la pleine mer dure près de 3 heures) provoquée par une résonance nord-sud de l'onde de marée en Manche. Les courants de marée atteignent $2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en vive-eau entre les digues et sont maximums en flot, sauf en amont immédiat de l'engainement (extrémités aval des digues submersibles) où c'est le jusant qui domine. Les courants moyens induits par la marée sont orientés vers le large avec une composante nord assez marquée au droit du cap de la Hève. Leur intensité est maximale dans la zone centrale (chenal de navigation) et atteint $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en vive-eau.

Comme dans tous les estuaires, la propagation vers l'amont de la pleine mer est plus rapide que celle de la basse mer, qui dure 6 heures de Honfleur à Poses. Progressivement, l'onde se déforme, avec une marée montante beaucoup plus courte que la marée descendante, et s'accompagne de courants très asymétriques : le flot est plus intense (sauf en amont de Rouen) mais nettement plus court que le jusant. Les volumes oscillants en amont du pont de Normandie sont d'environ 150 millions de mètres cubes en vive-eau et deux fois moindres en morte-eau.

Les vents faibles à modérés soufflent du nord-nord-est ou de sud-ouest mais les vents forts viennent essentiellement du sud-ouest. Les vents modifient l'hydrodynamisme de deux façons : d'une part, en provoquant une surcote (en général générée à l'échelle de la Manche), d'autre part, en repoussant les masses d'eau de surface, surtout dans les zones peu profondes, ce qui entraîne des courants de retour en profondeur. Ainsi, dans le secteur nord de l'estuaire externe, au nord de la digue submersible, un vent d'ouest renforce notablement le flot sur l'estran mais le ralentit dans le chenal Nord près du fond.

Les houles du large abordent l'embouchure de la Seine après réfraction autour du Cotentin et sont donc atténuées. Par contre, les vents soufflant en baie de Seine sont susceptibles d'y créer de forts clapots. L'étude statistique des vagues observées conduit à des périodes caractéristiques de 4 à 6 secondes. La réfraction de ces vagues dans l'embouchure

de la Seine sous l'effet de la remontée des fonds mais aussi sous celui des courants de marée est considérable. La distribution des énergies, et donc des frottements induits sur le fond, est extrêmement variable dans l'espace et dans le temps (au cours de la marée).

Le dernier forçage important résulte de l'apport d'eau douce par la Seine, qui crée une circulation de densité, typique en estuaire. Cette circulation moyenne prend le pas sur la circulation résiduelle de marée en morte-eau, et se traduit par une expulsion des eaux douces vers le large en surface et une remontée des eaux marines près du fond. Cette intrusion saline atteint Vieux-Port en étiage mais ne dépasse guère le confluent de la Risle en crue. Les aménagements qui se sont succédés depuis 1955 ont déplacé vers l'aval la limite extrême de remontée des eaux salines, qui semble maintenant ne plus dépendre que du régime hydrologique du fleuve. L'utilisation d'un modèle hydrodynamique 3D a permis de décrire les structures horizontales de salinité, mettant en évidence une salinité beaucoup plus faible dans la zone centrale que dans les chenaux Nord et Sud. Par ailleurs, en morte-eau, l'estuaire est stratifié et le panache d'eau dessalée semble être cisailé en baie de Seine orientale, le panache s'écoulant vers le nord en surface tandis qu'au fond il suit la côte du Calvados. Enfin, les simulations ont mis en évidence une adaptation rapide des structures salines en fonction des variations du débit de la Seine.

Il faut noter que tous ces forçages (marée, vent, vagues, apports d'eau douce) n'agissent pas sur le milieu de manière indépendante et que leurs occurrences ne sont pas totalement aléatoires. Ainsi, des épisodes de vent fort s'accompagnent souvent de fortes pluies qui provoquent avec un certain retard une augmentation significative du débit d'eau douce. En outre, ces mêmes vents forts génèrent des vagues susceptibles de remanier les fonds sédimentaires. La propagation de ces vagues est elle-même conditionnée par la phase de la marée. Les mécanismes de couplages engendrés par la simultanéité probable de plusieurs forçages devront faire l'objet d'études plus approfondies mais des simulations préliminaires ont déjà montré qu'ils avaient des conséquences notables sur les flux dissous et/ou particuliers sortant de l'estuaire.

Enfin, des tentatives de quantification de l'âge des masses d'eau à l'embouchure ont été réalisées à l'aide du modèle mathématique. En étiage, l'âge moyen des eaux douces à Honfleur serait de l'ordre de 17-18 jours tandis qu'en crue il tomberait à 4-7 jours, sauf au fond en morte-eau où les stratifications favorisent la remontée des eaux marines et empêchent le renouvellement de la fraction dessalée.

Références bibliographiques

- Avoine J., 1981. L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse de 3^e cycle, université de Caen, 236 p.
- Avoine J., Allen G.P., Nichols M., Salomon J.C., Larssonneur C., 1981. Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentation. *Mar. Geol.*, 40, 119-137.
- Avoine J., Lesueur P., Rouault T., 1996. Évolution morphologique et couverture sédimentaire de l'estuaire de la Seine : actualisation et fluctuations. Programme scientifique Seine-Aval, rapport 1996/FIN-1, thème hydrodynamique et transport sédimentaire, 2-20.
- Cugier P., Le Hir P., 2001. Development of a 3D hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling. Application to the plume of the Seine river (France). *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, vol. 56, sous presse.
- Delhez E., Campin J.M., Hirst A., Deleersnijder E., 1999. Towards a general theory of the age in ocean modelling. *Ocean Model.*, 1, 17-27.
- Guézennec L., 1999. Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). Thèse de l'université de Rouen, 240 p.
- Guillaud J.F., Poupinet P., 1980. Schéma d'aptitude et d'utilisation de la mer (SAUM) de l'estuaire de la Seine : synthèse des connaissances. Dossier n° 8, MEBS, MABN, Cnexo (eds), 149 p.
- Le Provost C., Fornerino M., Villaret C., 1986. Sur l'hydrodynamique de la baie de Seine. Résultats d'observations et de modélisations. *In: La baie de Seine (Gréco-Manche)*. Éd. Ifremer, Actes Colloq., 4, 43-48.
- Salomon J.C., 1976. Modèle mathématique de la propagation de la marée en estuaire et des transports sableux associés ; application aux estuaires de la Loire et de la Seine. Thèse de l'université de Bretagne occidentale, 257 p.
- Silva Jacinto R., 2001. Action des vagues sur les estrans et vasières. Application à l'estuaire de la Seine. Thèse de l'université de Rouen, 231 p.
- Simon B., 1979. Étude de la variation du niveau moyen en Manche. *Ann. Hydrogr.*, 7(2-752), 27-48.
- Sogreah Ingénierie, 1997. Port 2000 : étude sédimentologique sur modèle physique ; rapport de synthèse. Rapport d'étude 511471R2 pour le port autonome du Havre.
- Vigarié A., 1964. Étude critique de la documentation sur l'évolution morphologique de l'estuaire de la Seine. Thèse compl., Paris, 239 p., 34 pl.

Remerciements

Les auteurs remercient le port autonome de Rouen et le Service hydrographique et océanographique de la Marine pour la fourniture des données bathymétriques sans lesquelles les simulations par modèle mathématique n'auraient pu être réalisées.

Glossaire

Barocline : résulte d'un gradient de pression non uniforme sur la verticale (par exemple gradient de densité).

Barotrope : résulte d'un gradient de pression uniforme sur la verticale (pente de la surface libre).

Bathymétrie : équivalent sous-marin de la topographie, c'est-à-dire description du relief immergé grâce aux mesures de profondeurs.

Densité (circulation de, courants de...) : mouvement généré par des gradients* de densité (par ex. liés à des différences de salinité ou de température).

Échelle de Beaufort : échelle de valeurs de la force du vent, correspondant à des classes de vitesse.

Engainement : secteur de l'embouchure de la Seine, correspondant à l'extrémité du chenal de navigation, en aval des digues submersibles.

Estran : étendue de terrain pouvant être couverte d'eau ou découverte en fonction de la marée.

Étale : période de marée pendant laquelle le niveau d'eau ne varie pas (pleine mer ou basse mer).

Eulérien : relatif à une résolution ou une mesure en un point fixe.

Fetch : distance sur laquelle un vent a généré des vagues.

Flot : courant dans le sens de la propagation de la marée, en général celui de la marée montante.

Forçage : processus (en général physique) agissant sur le milieu et provoquant des mouvements ou des changements d'état.

Gradient : taux de variation en fonction de la distance.

Harmonique (oscillation, mouvement) : de fréquence multiple de fréquence(s) fondamentale(s).

Jusant : courant en sens opposé à la propagation de la marée, en général celui de la marée descendante.

Macrotidal : s'applique à des zones soumises à des marées de forte amplitude (marnage > 4 m).

Marnage : différence entre le niveau de pleine mer et le niveau de basse mer.

Morphodynamique : relatif à l'évolution de la configuration d'un site (donc de la bathymétrie, en milieu marin ou estuarien).

Morte-eau : marée de faible amplitude (se produit deux fois par mois, lors des premier et dernier quartiers de lune).

Pk : point kilométrique permettant un positionnement le long du cours de la Seine depuis la référence amont pk 0 située à l'ancienne écluse de la Monnaie à Paris.

Reverse : période d'inversion du courant de marée (entre flot et jusant).

Stratification : différence (de densité, de salinité...) selon la verticale au sein de la colonne d'eau.

Surcote : augmentation du niveau de la surface libre.

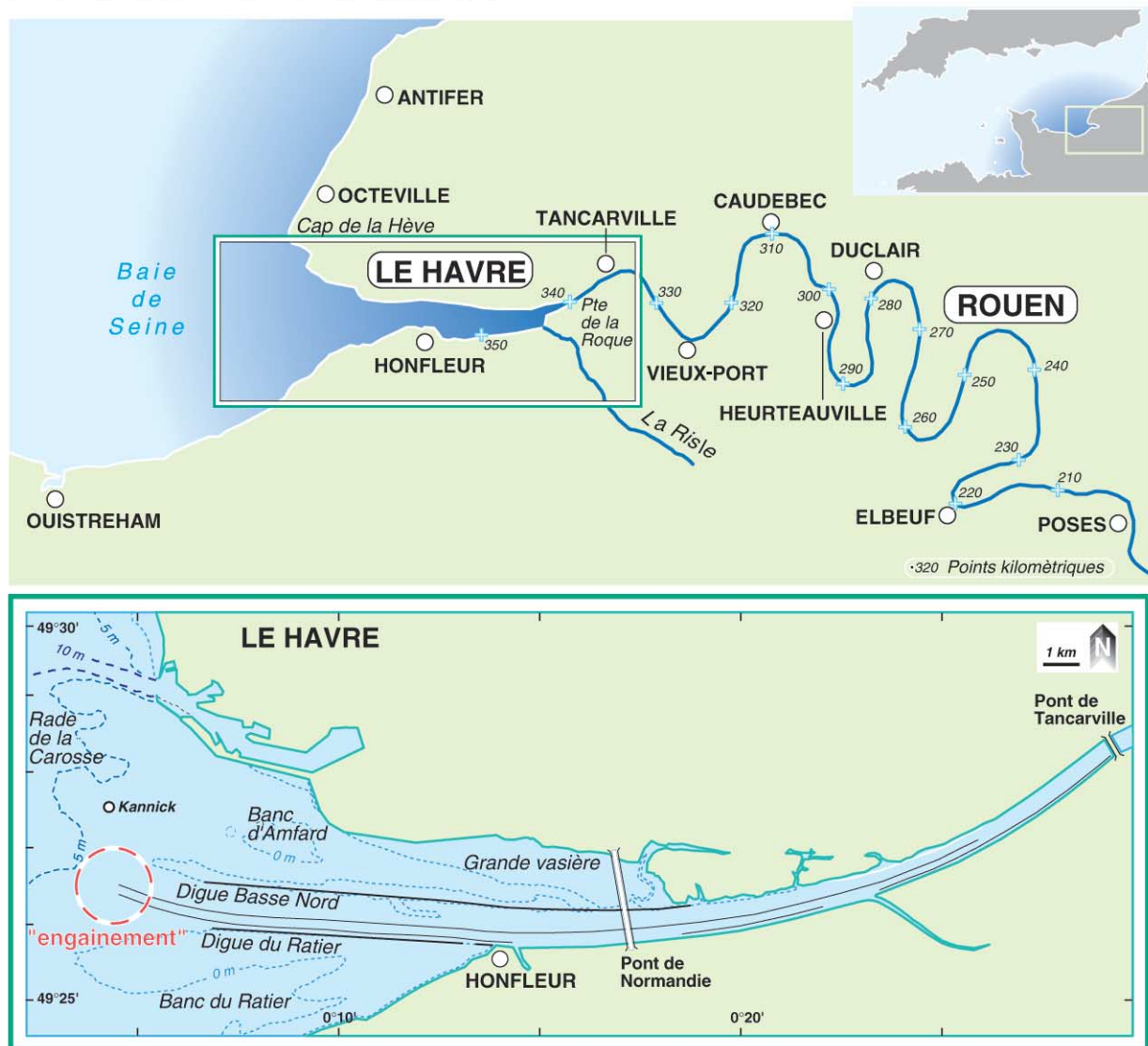
Surface libre : surface de l'eau (mer ou rivière) en contact avec l'air (non limitée par un obstacle...).

Vitesse orbitale : vitesse des particules fluides dans leur mouvement alternatif lié aux vagues.

Vive-eau : marée de forte amplitude (se produit deux fois par mois, lors des périodes de pleine et nouvelle lunes)

Volume oscillant : quantité d'eau transitant en une section d'estuaire (en général à l'embouchure) au cours d'une période de flot ou de jusant pendant un cycle de marée.

L'estuaire de la Seine et son embouchure



Réalisation, mise en page : XLC (02 98 30 50 07)

Achévé d'imprimer sur les presses de Cloître Imprimeurs

ISBN 2-84433-028-2 Programme Seine-Aval.
ISBN 2-84433-069-X / Dépôt légal 4^e trimestre 2001

© 2001, Ifremer. Tous droits de reproduction, même partielle, par quelque procédé que ce soit, sont réservés pour tous pays.

Crédits photos : Archives Arehn, couverture.