

La dispersion des apports de la Gironde sur le plateau continental.

Données in situ, satellitales et numériques

Julio HERMIDA ^a, Pascal LAZURE ^b, Jean-Marie FROIDEFOND ^{a*}, Anne-Marie JEGOU ^b,
Patrice CASTAING ^a

^a Département de Géologie et Océanographie, UMR 5805 EPOC (CNR) 197, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France

^b Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer), B.P. 70, 29280 Plouzané, France

(Revised 13/01/98, accepted 20/01/98)

Abstract – Seaward dispersion of Gironde estuarine waters on to Aquitanian continental shelf from hydrological, satellite and numeric data. Coastal waters are generally a product of mixing between continental and oceanic originated water masses. Near river mouth areas, as in the Gironde estuary, oceanic waters are modified by the influence of freshwater discharge that introduces suspended and dissolved substances, including pollutants. Within PNOC (Programme National d'Océanographie Côtière) our objective is to determine the extent of the influence of the Gironde estuary on to the Aquitanian continental shelf. Several cruises for collecting hydrological data have been carried out in this area. The data of every cruise were coupled with a NOAA-11 satellite passage. The recorded images have been analysed and were compared with the results given by a 3D mathematical model. The interaction among different dynamical factors (density, wind-driven and tidal circulation) controls the mixing and the transport of low salinity waters. © Elsevier, Paris

hydrology / circulation / coastal water / Gironde estuary

Résumé – Au débouché de l'estuaire de la Gironde, les eaux océaniques sont modifiées par les eaux douces qui introduisent des substances particulières et dissoutes, incluant des polluants métalliques et notamment du cadmium. Dans le cadre du Programme National d'Océanographie Côtière (PNOC, chantier atlantique), notre objectif était d'étudier l'hydrologie et la circulation du plateau interne aquitain afin de connaître l'extension des apports provenant de l'estuaire de la Gironde. Plusieurs campagnes d'hydrologie ont été effectuées ; des scènes satellitales AVHRR/NOAA-11 et des simulations avec un modèle hydrodynamique 3D du golfe de Gascogne complètent les données *in situ*. La circulation résiduelle de marée, la circulation de densité et surtout la circulation due au vent sont les principaux agents dynamiques responsables du transport et du mélange des apports girondins sur le plateau interne. © Elsevier, Paris

hydrologie / circulation / eau côtière / estuaire de la Gironde

1. INTRODUCTION

Les eaux fluviales, souvent chargées de matières en suspension (MES) et de substances dissoutes, modifient de façon importante les caractéristiques hydrologiques de la masse d'eau océanique côtière. Des polluants organiques et inorganiques, ainsi que des substances nutritives sont souvent associés à ce flux [3, 2, 13].

Le but de ce travail est d'étudier l'hydrologie et la circulation du plateau interne aquitain afin de connaître le devenir des rejets estuariens girondins en fonction de l'action des différents agents dynamiques.

Pour répondre à cette problématique, neuf campagnes océanographiques ont été effectuées entre 1993 et 1994. Nous avons couplé les données *in situ* à des scènes AVHRR/NOAA-11 afin d'avoir une vision globale et ins-

* Correspondence and reprints

tantannée des structures superficielles et nous avons utilisé aussi des données numériques fournies par un modèle hydrodynamique 3D pour connaître certains aspects de la courantologie.

2. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE

La zone étudiée est localisée entre 45° et 46° Nord et entre 1° et 3° Ouest (*figure 1*). Le plateau continental aquitain est sous l'influence de l'estuaire de la Gironde où confluent les réseaux hydrographiques de la Garonne et de la Dordogne. Dans les tonnages de particules en suspension apportés à l'océan par les fleuves français sur la façade atlantique, la Gironde représente en moyenne 70 %, soit environ 1,5 MT.an⁻¹ [8].

L'embouchure de la Gironde se développe autour d'un vaste plateau rocheux faiblement immergé entourant l'île de Cordouan. Ce plateau sépare le chenal secondaire (passe sud) du chenal de navigation (passe ouest). Plus au Nord, les Pertuis de Maumusson et d'Antioche, exutoires de la baie de Marennes-Oléron, reçoivent les eaux de la Seudre et de la Charente.

La zone d'embouchure est le siège d'importants courants de marée ayant des vitesses supérieures à 50 cm.s⁻¹ dans les passes [6]. Le marnage est compris entre 1,5 et 5 m ; la marée est de type semi-diurne avec une période moyenne de 12 h 25 min. Lors des crues, la circulation de densité induite par le débit fluvial s'ajoute à la circulation résiduelle de marée et évacue les apports estuariens sur le plateau interne en provoquant la formation d'une plume turbide et dessalée.

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

3.1. Données in situ

Neuf campagnes océanographiques du NO "Côte d'Aquitaine" ont été réalisées sur le plateau interne aquitain en 1993 et 1994, au cours desquelles ont été effectués :

- des prélèvements d'eau de surface afin de mesurer la concentration en matières en suspension,

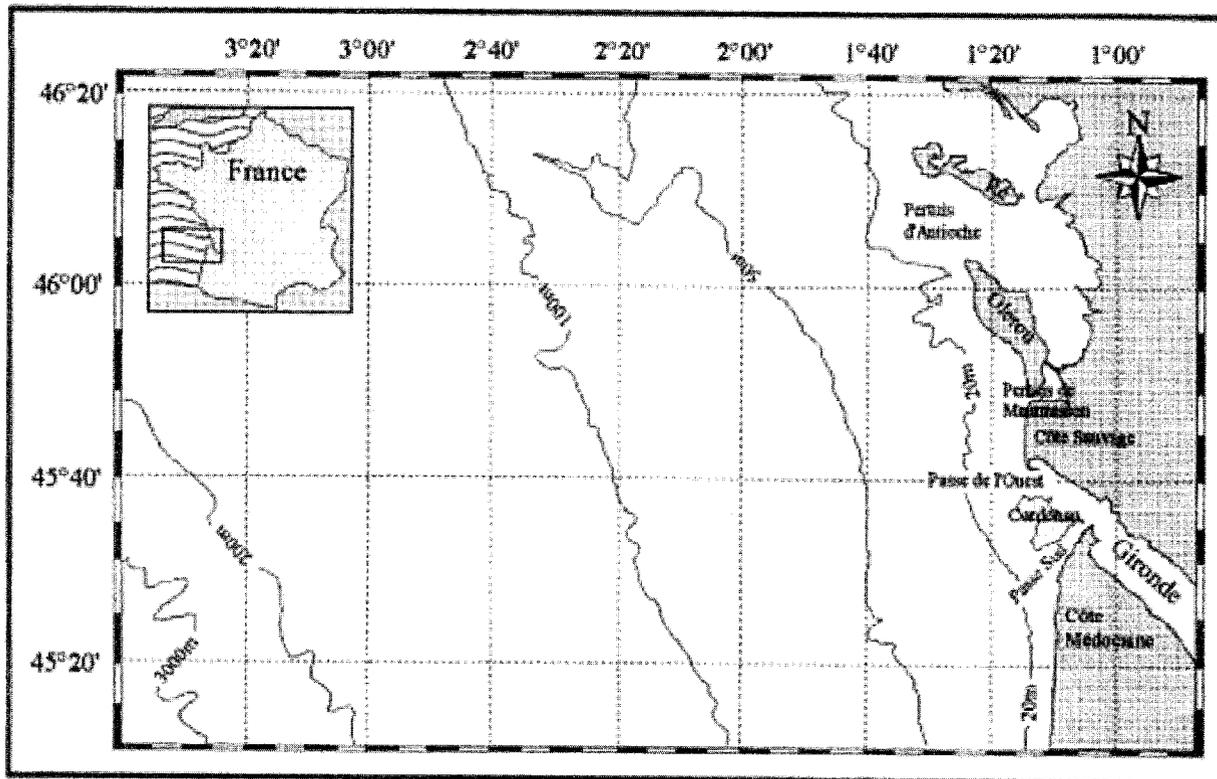


Figure 1. L'embouchure de la Gironde, le Bassin de Marennes-Oléron et le plateau Aquitain.

Figure 1. The mouth of the Gironde estuary, the Marennes-Oléron basin and the Aquitaine shelf.

– des profils verticaux avec une sonde CTD SBE-25, équipée d'un OBS (turbidité), pour connaître l'hydrologie de l'ensemble de la colonne d'eau.

3.2. Les données satellitales

Le satellite NOAA-11, équipé du radiomètre à balayage AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), permet d'observer le globe deux fois par jour, avec une résolution spatiale de l'ordre de 1,1 km sous la trace du satellite. Ce radiomètre à cinq canaux fournit simultanément des données dans deux domaines spectraux : le visible (canaux 1 et 2) et l'infrarouge thermique (canaux 4 et 5).

Le capteur AVHRR est utilisé couramment en océanographie pour l'étude des températures de surface de la mer [5, 1, 11]. Les canaux 1 et 2, après corrections des effets perturbateurs dus au scintillement des reflets solaires sur l'océan et aux aérosols secs (poussières) et humides (bru-

mes atmosphériques), peuvent être utilisés pour suivre et étudier les panaches turbides associés aux apports estuariens [10, 9].

3.3. Les données numériques

La circulation sur le plateau interne aquitain reste aujourd'hui mal connue faute de longues séries de données courantologiques. La circulation induite par la marée, la circulation de densité et surtout la circulation due au vent sont les agents dynamiques prédominants. Pour discriminer leur action sur la dispersion des apports estuariens, nous avons utilisé le modèle hydrodynamique 3D de Lazure et Salomon [12]. Dans l'hypothèse hydrostatique, ce modèle résout les trois équations du mouvement et de la continuité. Le domaine d'application s'étend du golfe de Cap-Breton au sud ($43^{\circ} 50'$) à l'entrée de la Manche au Nord (49°) et suit à peu près l'isobathe 200 m

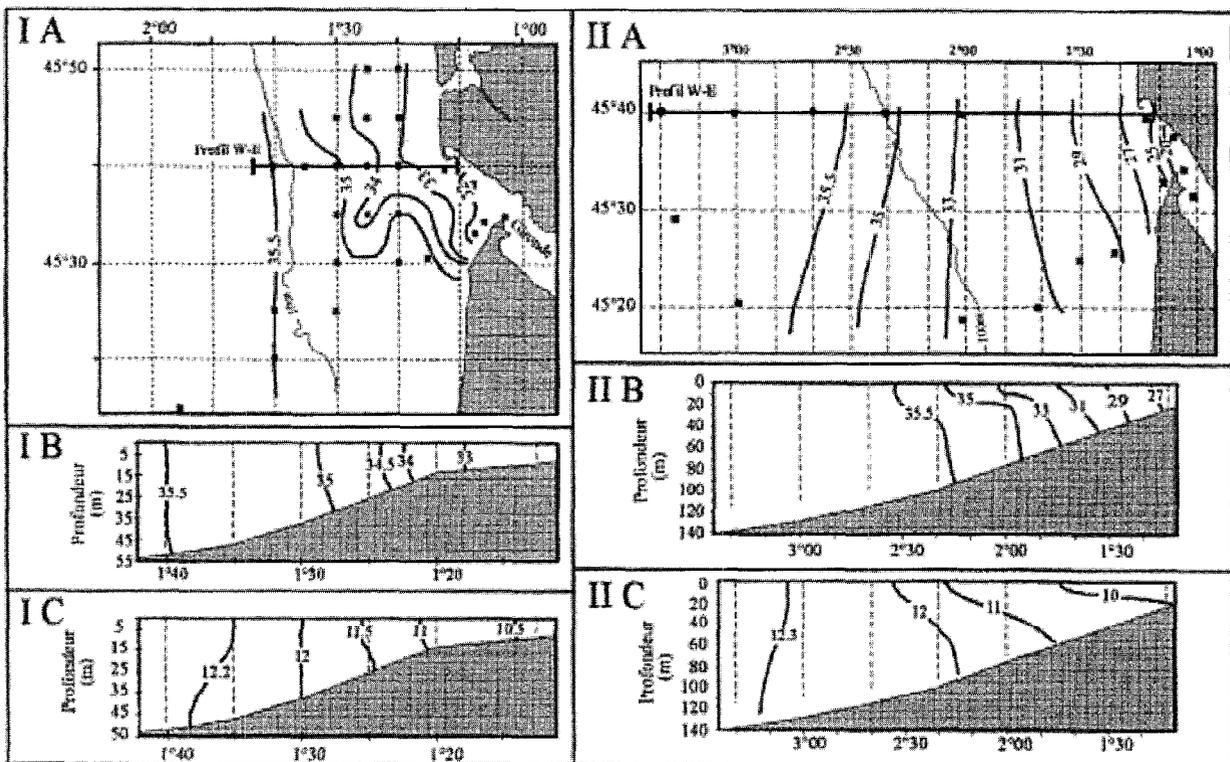


Figure 2. Situation hivernale : (I) Mission PNOC-1, le 11 et 12 février 1993. (II) Mission Calibsat-3 du 31 janvier au 2 février 1994. (A) Distribution des salinités en surface. (B) Profil vertical W-E de salinité. (C) Profil vertical de température ($^{\circ}\text{C}$).

Figure 2. Wintry conditions: (I) PNOC Survey, 11–12 February 1993; (II) Calibsat-3 Survey, 1 January–2 February 1994; (A) surface salinity distribution; (B) vertical profile (W–E) of salinity; (C) vertical profile of temperature ($^{\circ}\text{C}$).

à l'ouest. La maille du modèle, utilisée pour l'ensemble des simulations, est de 5 km. Les conditions aux limites ouvertes proviennent d'un modèle de plus grande emprise qui s'étend du Portugal aux côtes belges.

4. RÉSULTATS

4.1. Hydrologie

L'ensemble des campagnes réalisées en 1993 et 1994 montre que l'hydrologie présente des différences annuelles et saisonnières bien marquées.

4.1.1. Évolution annuelle

Le premier semestre de l'année 1993 est caractérisé par des débits fluviaux faibles, les apports estuariens expulsés

sur le plateau interne aquitain sont donc réduits. En 1994, au contraire, des crues se sont succédées de janvier à mai, l'extension des apports expulsés est importante.

4.1.2. Évolution saisonnière

Situation hivernale

La figure 2 décrit la situation hydrologique étudiée lors des missions PNOC-1 (figure 2 - I) et Calibsat-3 (figure 2 - II).

La mission PNOC-1 a eu lieu le 11 et 12 février 1993 après des vives-eaux (coefficient de marée 115, le 8 février). La situation hydrologique est assez exceptionnelle si l'on considère le débit fluvial. En effet, les mois de janvier et février ont été particulièrement secs dans la région.

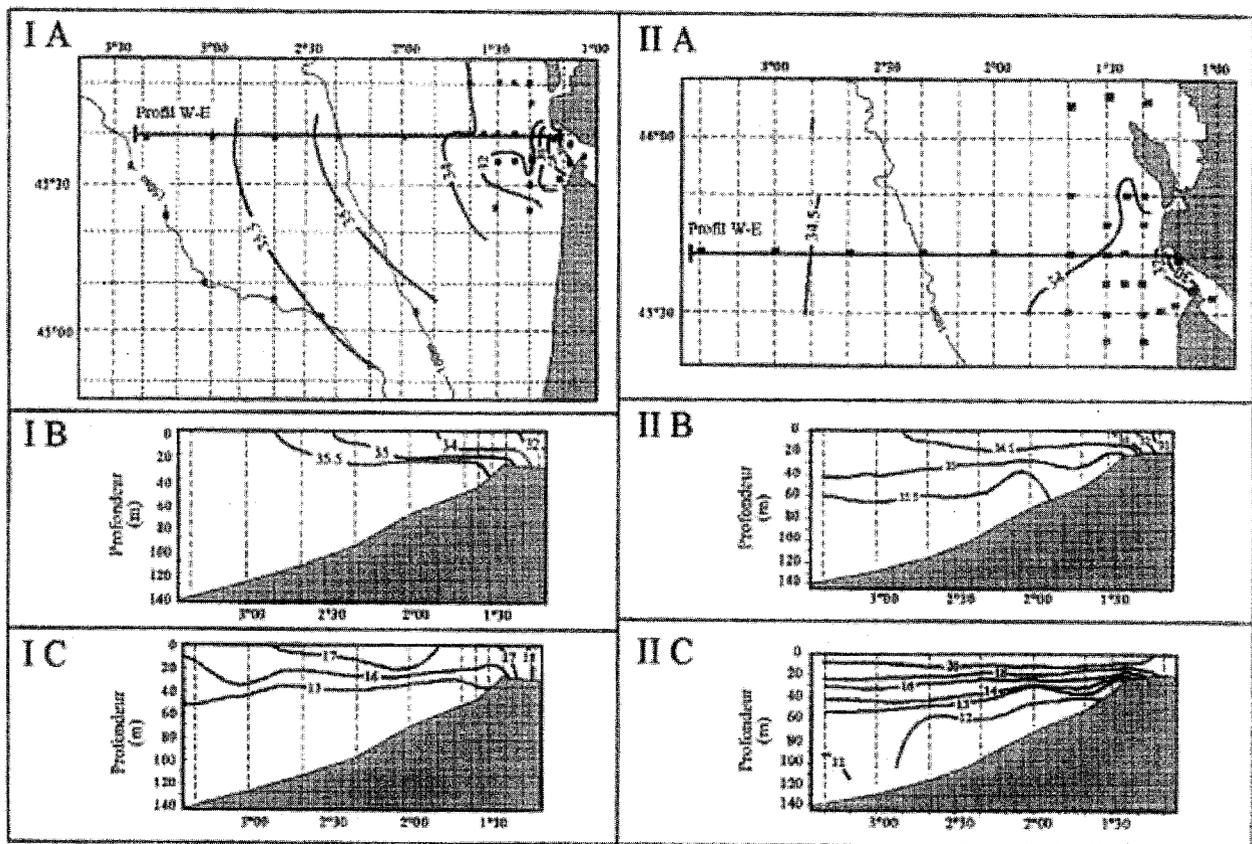


Figure 3. Situation estivale : (I) Mission Ecomarge-93, le 14 au 18 juin 1994. (II) Mission Calibsat-4 du 8 au 13 juillet 1994. (A) Distribution des salinités en surface. (B) Profil vertical W-E de salinité. (C) Profil vertical de température (°C).

Figure 3. Summery conditions: (I) Ecomarge-93 Survey, 14–18 June 1994; (II) Calibsat-4 Survey, 8–13 July 1994; (A) surface salinity distribution; (B) vertical profile (W–E) of salinity; (C) vertical profile of temperature (°C).

Le profil W-E de température (IC) montre qu'il existe un gradient Est-Ouest de température qui sépare les eaux froides ($<10,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) d'origine estuarienne des eaux marines tempérées ($>12,2\text{ }^{\circ}\text{C}$). De plus, en un point donné, la colonne d'eau est assez bien mélangée, avec une structure verticale sensiblement homogène.

La carte des salinités de surface (IA) montre aussi un gradient Est-Ouest de salinité croissant de 30 à l'embouchure de la Gironde jusqu'à 35,5, sur l'isobathe 50 m. Ce gradient concerne toute la colonne d'eau qui est verticalement bien mélangée (IB) sauf au nord de l'embouchure où on observe une stratification haline verticale.

La mission Calibsat-3, effectuée entre le 31 janvier et le 2 février 1994, décrit une situation plus courante en cette période de l'année. Les données hydrologiques caractérisent au contraire une situation de crue et de vives-eaux (coefficient de marée de 103, le 30 janvier 1994).

Le profil W-E de température (IIC), de salinité (IIB) et la carte des salinités de surface (IIA) montrent encore un gradient thermohalin Est-Ouest entre des eaux estuariennes dessalées (27) et froides ($<10\text{ }^{\circ}\text{C}$) et des eaux marines tempérées ($>12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Dans ce cas, l'isohaline 35,5 se trouve plus au large qu'en 1993, au delà de l'isobathe 100 m. Contrairement à 1993, il existe aussi un gradient thermohalin vertical : des eaux froides et dessalées en surface surmontent des eaux plus tempérées et salées au fond.

En conclusion, lorsque les apports estuariens sont faibles, la situation hivernale est caractérisée par une faible stratification verticale des eaux du plateau et par la présence d'un front thermique, parallèle aux isobathes, qui sépare les eaux océaniques des eaux côtières [4, 17]. Quand les apports en eau douce et froide des fleuves (Loire et Gironde) sont importants, ils créent une stratification verticale de densité.

Situation estivale

La *figure 3* présente les situations hydrologiques durant la mission Ecomarge-93 (14-18 juin 1993) qui caractérise une situation de début d'été et la mission Calibsat-4 (8-13 juillet 1994) en situation estivale bien établie. Ces deux situations sont assez similaires par le débit fluvial et la marée. Les débits sont faibles à moyens, de même que les coefficients de marée.

Les profils W-E de température (IC et IIC) montrent la thermocline saisonnière, mieux établie en juillet 1994 qu'en juin 1993. Elle se situe entre 20 et 40 m de profondeur et sépare les eaux marines froides ($<13\text{ }^{\circ}\text{C}$) des eaux chaudes de surface ($>16\text{ }^{\circ}\text{C}$ en juin et $>20\text{ }^{\circ}\text{C}$ en juillet).

Près de l'embouchure, la colonne d'eau est au contraire bien mélangée, et la stratification thermique verticale a disparu.

Les cartes de salinité (IA et IIA) situent l'isohaline 35,5 entre les isobathes 100 et 150 m en juin 1993, et bien au delà de la zone d'étude de 1994. Les profils W-E de salinité (IB et IIB) confirment l'advection des eaux dessalées vers le large sur la thermocline.

En conclusion, la situation estivale est caractérisée par la présence d'une thermocline saisonnière sur le plateau continental, entre 20 et 40 m de profondeur. En surface, les eaux dessalées sont advectées vers le large, tandis qu'au fond les eaux marines sont advectées vers la côte.

Passage de la situation hivernale à la situation estivale

Le passage de la situation hivernale à la situation estivale se fait progressivement.

En surface, la structure frontale (*figure 4a*), mise en place pendant l'hiver 1993, sépare les eaux tempérées marines ($>12,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) des eaux froides côtières ($<10\text{ }^{\circ}\text{C}$). Cette structure commence à s'effacer au mois de mars (*figure 4b*) avec le réchauffement précoce des eaux du sud du golfe de Gascogne et de la Gironde ($>13,2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Ce phénomène se poursuit et s'accroît au mois d'avril (*figure 4c*), avec la disparition de la structure frontale Nord-Sud. A la fin juillet (*figure 4d*), la température superficielle de l'ensemble du plateau aquitain est assez homogène ($>20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) à l'exception des eaux girondines plus chaudes ($>22\text{ }^{\circ}\text{C}$) et des zones de mélange marquées en surface par des eaux plus froides ($<18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) dans l'embouchure de la Gironde et du Pertuis d'Antioche. De même, des phénomènes d'upwelling côtier associés le plus souvent à des vents du Nord ou d'Est se traduisent par une bande d'eau plus froide le long de la côte aquitaine.

Sur la *figure 5* sont reportés les profils verticaux de température et de salinité réalisés une fois par mois au-dessus de l'isobathe 40 m face à l'estuaire de la Gironde entre février et juillet 1993. Ces profils rendent compte de l'évolution saisonnière thermique et haline de la colonne d'eau sur le plateau interne aquitain.

La structure thermique verticale en février 1993 est homogène, autour de $12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Au mois de mars, la colonne d'eau continue de se refroidir, surtout au fond, entre 11 et $11,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ce refroidissement se poursuit en avril, mais concerne les eaux superficielles (de 0 à 4 m) et les eaux de fond avec des températures inférieures à $11\text{ }^{\circ}\text{C}$. En mai, la structure thermique a complètement changé. De 0 à 4 m, les eaux ont une température de $17\text{ }^{\circ}\text{C}$. De 4 à

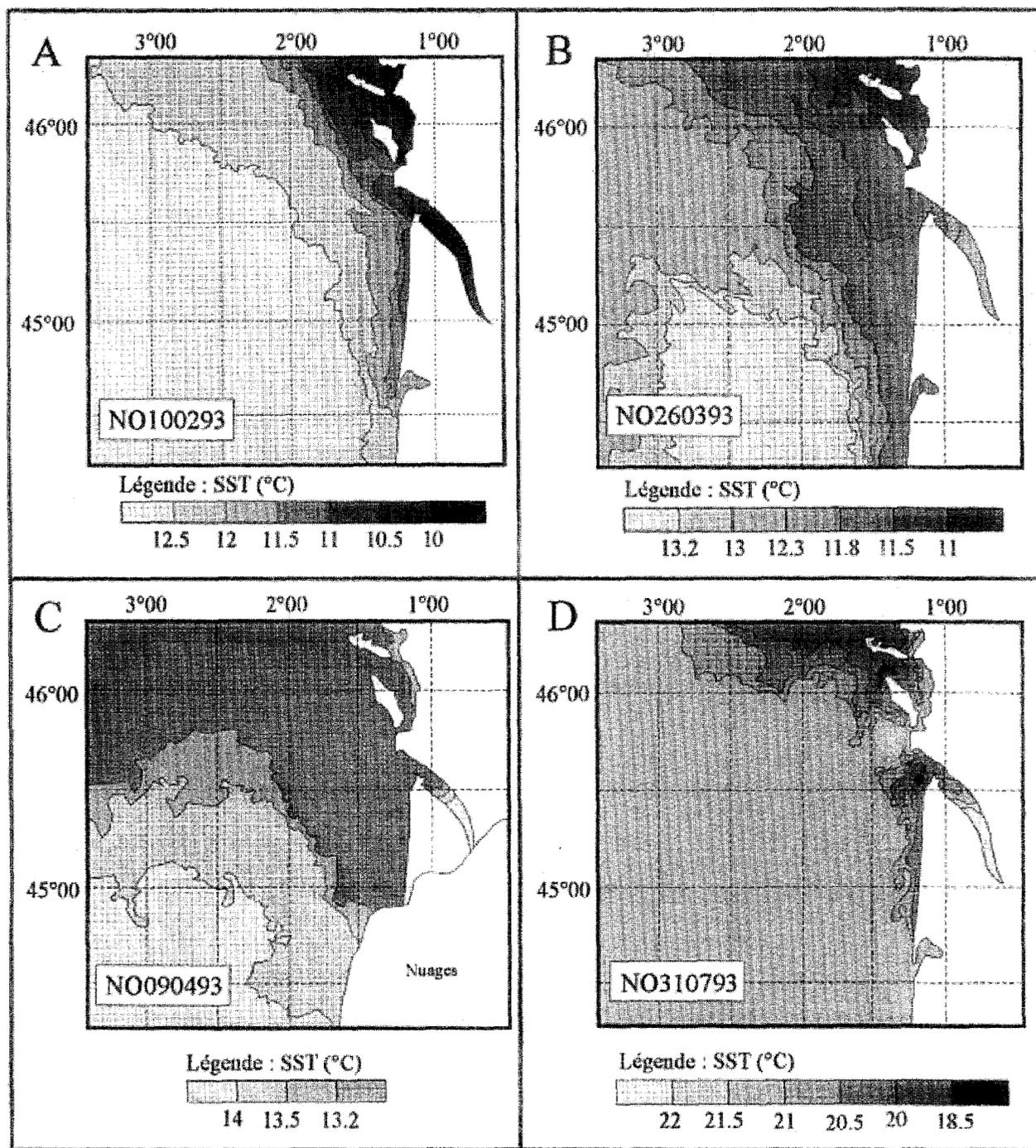


Figure 4. Évolution saisonnière de SST (°C) à partir de données satellitaires AVHRR/NOAA-11 : (A) 10 février 1993. (B) 26 mars 1993. (C) 9 avril 1993. (D) 31 juillet 1993.

Figure 4. Seasonal evolution of SST (°C) in 1993 from AVHRR/NOAA 11 satellite data; (A) 10 February; (B) 26 March; (C) 9 April; (D) 31 July.

22 m, la température est comprise entre 16 et 14 °C alors qu'au fond les eaux sont plus froides, entre 14 et 12,8 °C. En juin, la température des vingt premiers mètres de la colonne d'eau s'est homogénéisée avec des valeurs com-

prises entre 16,5 et 16,9 °C. Les eaux de fond n'ont pas évolué par rapport au mois de mai. Finalement, en juillet, le réchauffement se poursuit et affecte la totalité de la colonne d'eau de 19 °C en surface à 14,5 °C au fond.

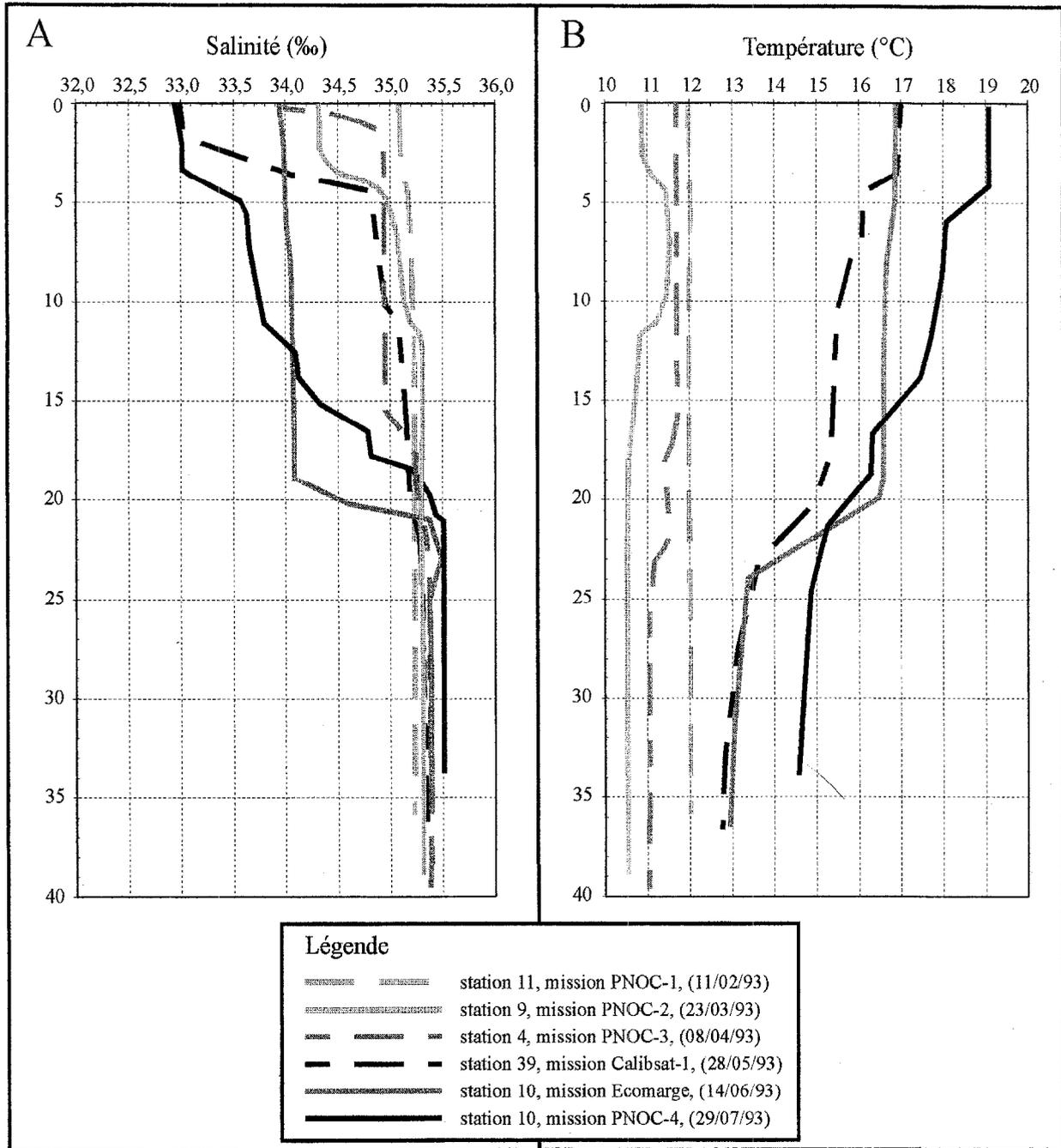


Figure 5. Évolution thermique (A) et haline (B) de la colonne d'eau de février à juillet 1993 sur le plateau interne aquitain face à l'estuaire de la Gironde.

Figure 5. Water column thermo (A) -haline (B) evolution on the internal Aquitaine shelf at the mouth of the Gironde estuary from February 1993 to July 1993.

La structure haline des eaux de fond ne connaît pas une variabilité marquée. Entre février et juillet 1993, la salinité est passée de 35,2 à 35,5. En surface, au contraire, la salinité varie remarquablement, entre 33 et 35, en fonction des variations du débit fluvial et du cycle de marée (mortes-eaux, vives-eaux).

On remarque que l'épaisseur du panache dessalé augmente de mars à juillet, probablement en liaison avec la structure thermique verticale et la mise en place de la thermocline saisonnière.

4.1.3. Circulation

La circulation à long terme sur le plateau interne aquitain reste encore mal connue faute de longues séries

courantologiques sur la zone. Les informations disponibles proviennent le plus souvent de lâchers de flotteurs [15, 14] ou de balises Argos [7]. Le modèle hydrodynamique permet de combler ces lacunes et de discriminer dans cette circulation l'action de chaque agent dynamique.

La Marée

L'estuaire et l'embouchure de la Gironde sont le siège d'importants courants de marée, supérieurs à 50 cm.s^{-1} dans les passes [6].

D'une part, la marée instantanée induit le mélange vertical des masses d'eau par la turbulence que cet écoulement engendre sur le fond. Ce facteur peut être quantifié par le

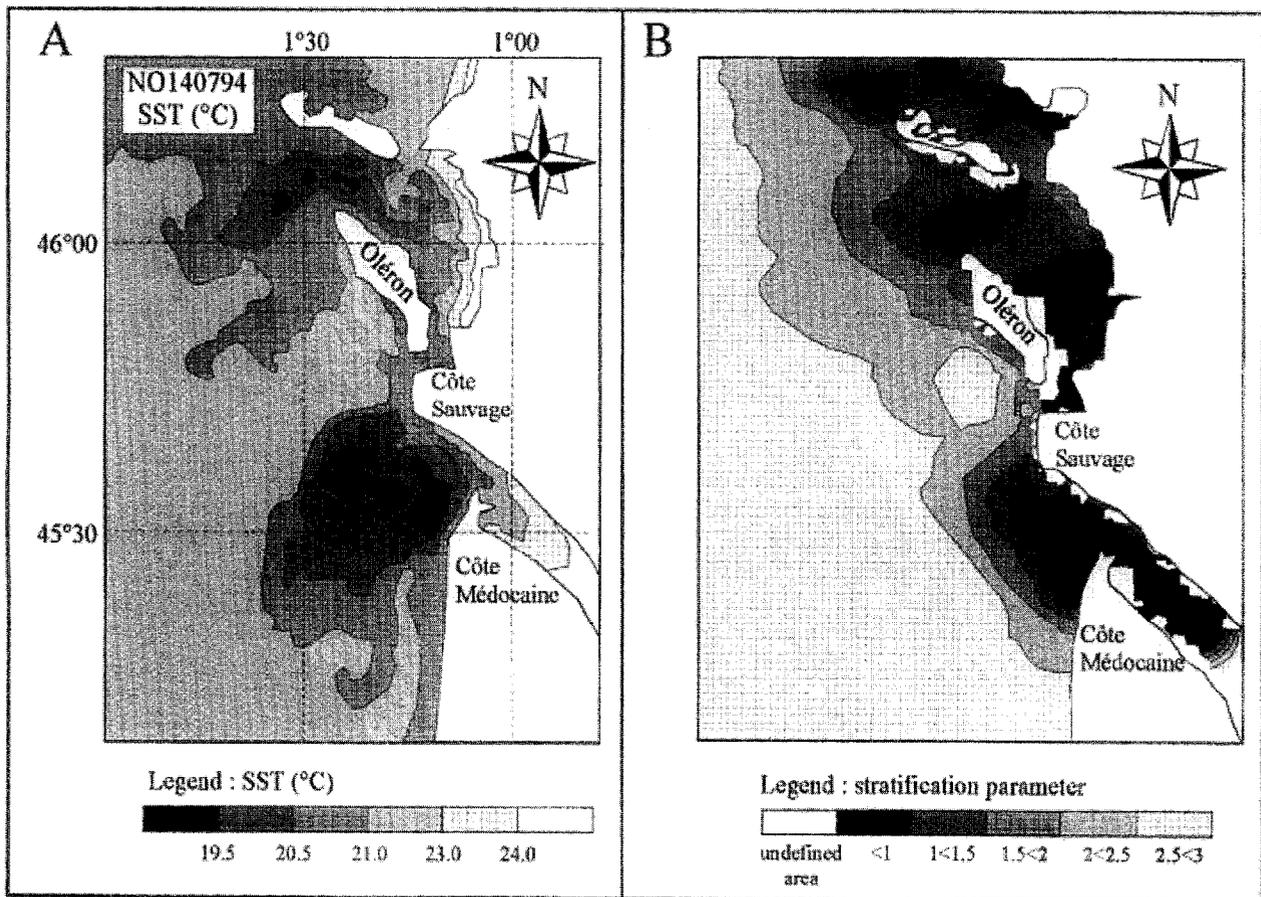


Figure 6. (A) Individualisation de zones de mélange vertical au niveau de l'embouchure de la Gironde et du Pertuis d'Antioche à partir des SST (°C). Image AVHRR/NOAA-11 du 14/07/94. (B) Répartition du paramètre de stratification [16] calculé par le modèle 3D.

Figure 6. Individualisation of the different areas of vertical mixing at the mouth of the Gironde estuary and at the Antioche Sound obtained from SST data. Satellite image AVHRR/NOAA-11, 14 April 1994. (B) Stratification parameter distribution [16] calculated from the 3D model.

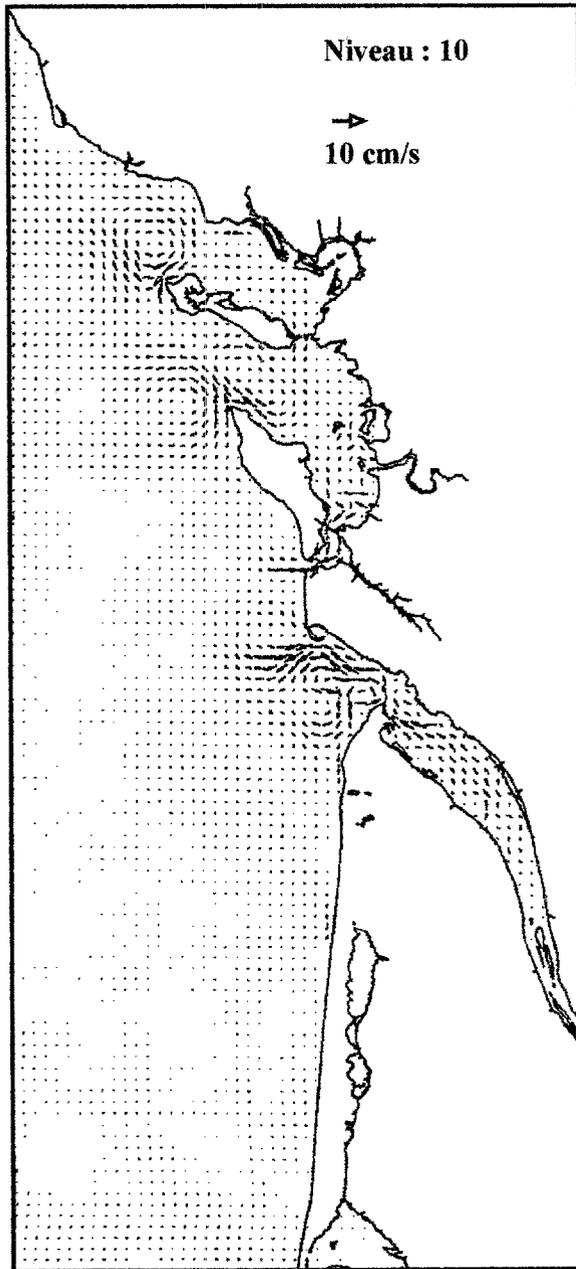


Figure 7. Circulation résiduelle de surface induite par la marée d'après le modèle 3D.

Figure 7. Surface tide-induced residual circulation from the 3D model.

paramètre de stratification de Simpson [16], qui représente la capacité de la turbulence induite par le frottement sur le fond à mélanger la colonne d'eau. Lorsque ce paramètre est >2 la masse d'eau est peu mélangée donc susceptible de se stratifier dès le printemps. Lorsque ce

paramètre est $<1,5$ la masse d'eau est bien mélangée et aura du mal à se stratifier. Entre ces deux gammes de valeurs, la masse d'eau aura tendance à se stratifier en mortes-eaux et à se mélanger en vives-eaux. La répartition de ce paramètre donné par le modèle 3D (*figure 6b*) situe les zones de mélange à l'embouchure de la Gironde, des Pertuis Charentais et du Bassin de Marennes-Oléron. Ce phénomène peut s'apprécier par les gradients thermiques observés en surface en période estivale à l'embouchure et dans le pertuis d'Antioche comme le montre la thermographie AVHRR/NOAA du 14 juillet 1993 (*figure 6a*) : les taches froides observées correspondent aux zones de mélange données par le paramètre de stratification.

D'autre part, la marée résiduelle comme on peut le voir sur la simulation de surface (*figure 7*) n'induit pas de circulation significative sur le Plateau Aquitain, du fait de son caractère giratoire. Localement, par effet de chenalisation, elle peut induire des courants résiduels importants. C'est le cas dans l'estuaire aval, dans les passes Girondines et les Pertuis Charentais.

Le Débit Fluvial

L'apport d'eau douce en amont de l'estuaire crée un gradient de densité et donc une circulation orientée de l'amont vers l'aval. La simulation (*figure 8a*) représente la circulation induite par 28 jours d'un débit de $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sans vent et où seule la marée résiduelle est prise en compte. Cette circulation est dirigée vers l'Ouest dans l'embouchure et dévie ensuite vers le Nord par géostrophie en donnant naissance à une circulation du Sud vers le Nord le long de la côte. On observe aussi une composante de cette circulation qui entre dans le bassin de Marennes-Oléron par le Pertuis d'Antioche.

Ce type de circulation explique parfaitement la structure du panache turbide observée sur l'image AVHRR/NOAA (canal 1 corrigé) du 2 mai 1994 (*figure 8b*) qui caractérise une situation de crue (la moyenne mensuelle des débits qui ont précédé la prise de vue est de $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) par des vents irréguliers et faibles.

Le vent

En règle générale, le vent induit un transport des masses d'eau en surface le long de la côte, parallèlement aux isobathes suivant un axe Nord-Sud, (*figure 9*). Les simulations montrent les circulations de surface induites par un vent de $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ dans les directions suivantes : W, NW, N, NE, E, SE, S et SW). On remarque que les vents de N,

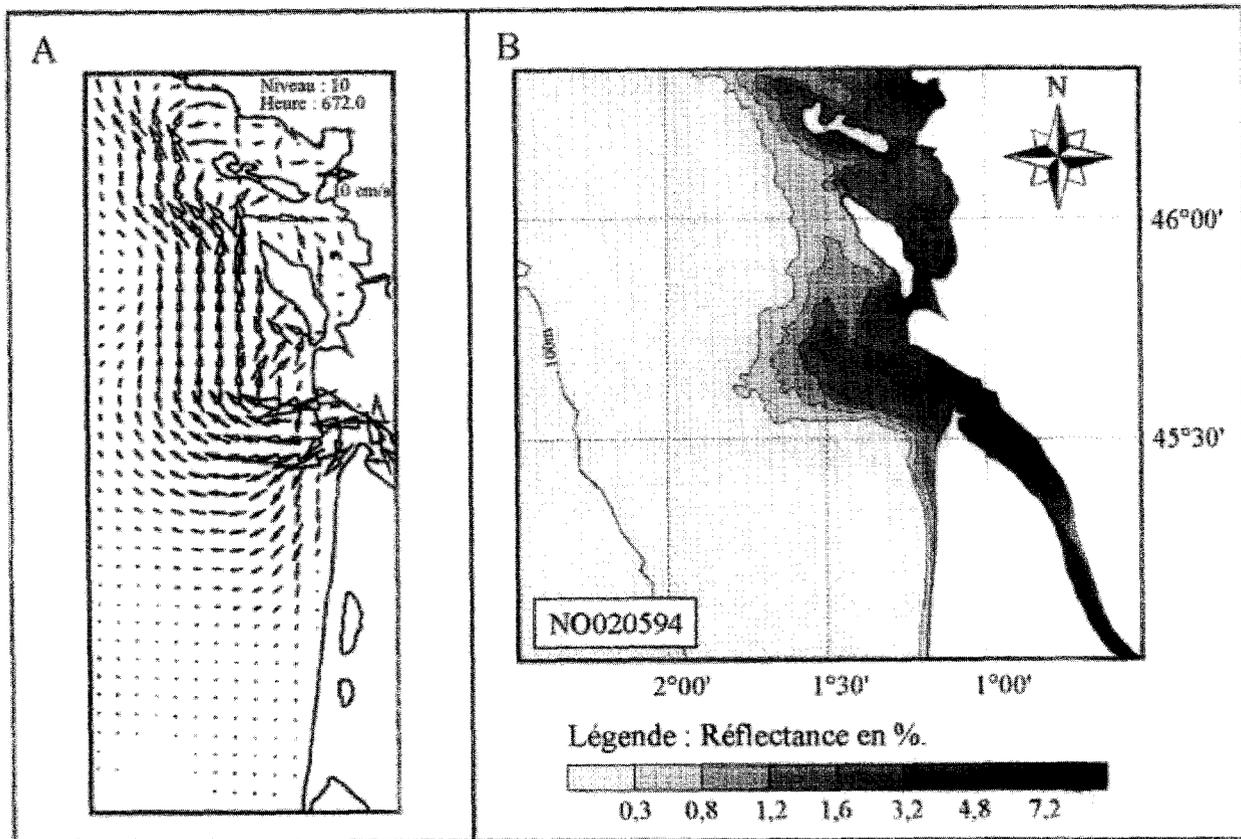


Figure 8. (A) Circulation de densité en surface induite par 28 jours d'un débit fluvial de $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. (B) Image AVHRR/NOAA (canal 11 corrigé) du 2 mai 1994.

Figure 8. (A) Induced residual surface circulation considering a riverine input of $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ during 28 days. (B) Satellite image AVHRR/NOAA (Channel 11 corrected), 2 May 1994.

NE et NW créent une circulation vers le sud alors que les vents de S, SE et SW induisent une circulation vers le Nord.

Les vents d'Ouest provoquent l'afflux d'eau près de la côte ; ils induisent cependant une composante Sud de la circulation. Les vents d'Est, au contraire, entraînent le reflux des eaux vers le large ; la circulation ainsi induite présente une composante Nord.

L'action du vent est facilement observée sur le panache turbide en étiage lorsque la circulation de densité est faible (figure 10). L'image AVHRR/NOAA (canal 1 corrigé) du 31 juillet 1993 montre un panache complètement dévié vers le sud. En effet, le vent a soufflé du Nord-Ouest pendant les dix jours qui ont précédé la prise de vue.

5. DISCUSSION-CONCLUSION

L'hydrologie du plateau continental aquitain connaît des variations saisonnières bien marquées. En hiver, elle est caractérisée par un front thermique qui s'étend sur toute la façade atlantique, parallèlement aux isobathes, sur la partie interne du plateau continental du golfe de Gascogne. Ce front sépare les eaux froides côtières des eaux de plateforme, plus tempérées et concerne, en l'absence d'apports fluviaux, l'ensemble de la colonne d'eau qui est verticalement homogène. Lorsque les apports d'eau desalée et froide par les fleuves, en particulier ceux de la Gironde, sont importants, ils induisent près des embouchures une stratification thermohaline de la colonne

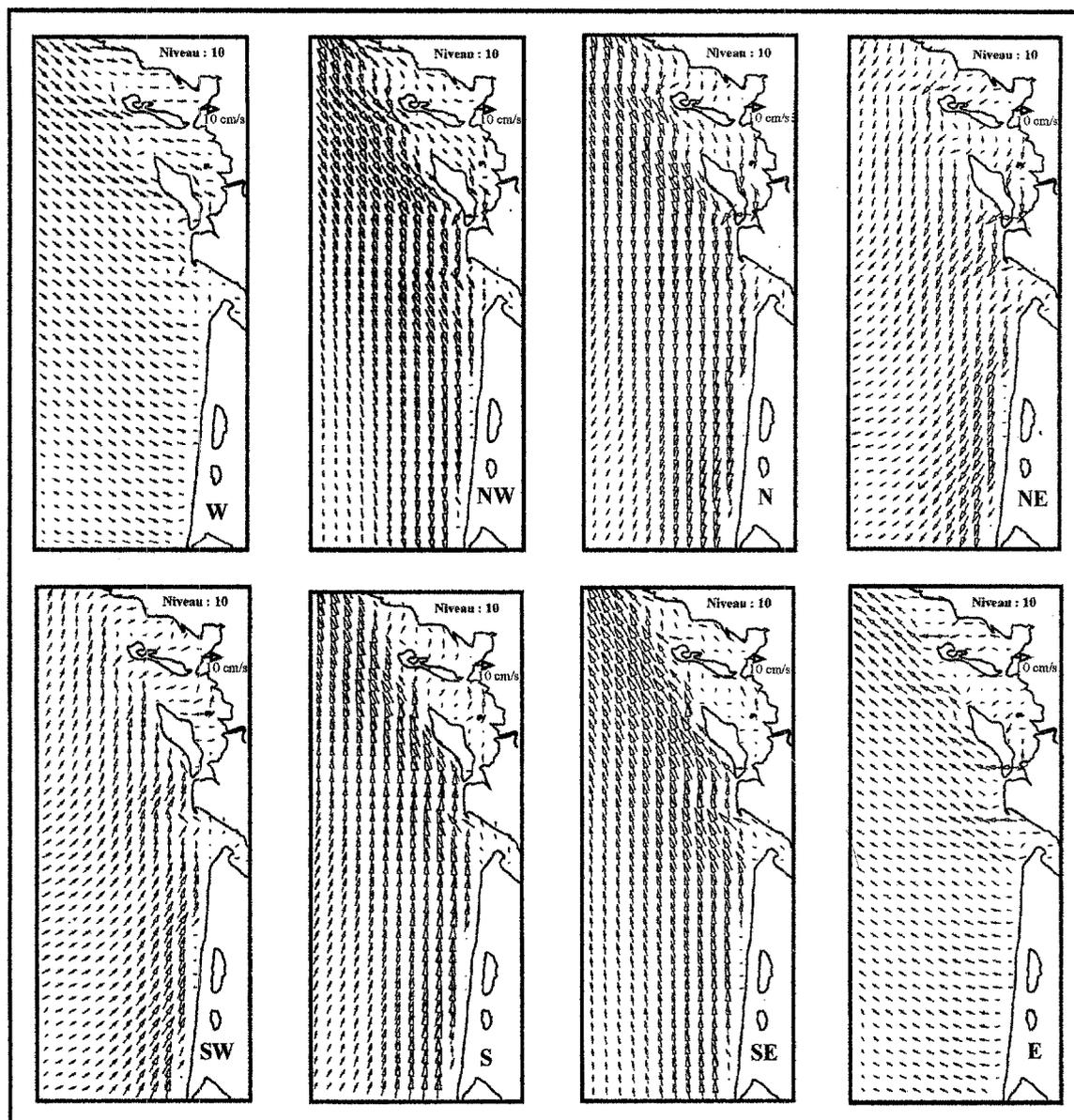


Figure 9. Circulation de surface induite par des vents de W, NW, N, NE, SW, S, SE et E de $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Figure 9. Surface circulation induced by W, NW, N, NE, SW, S, SE, E winds, speed of $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

d'eau. A cette période, lors des fortes crues, les apports estuariens migrent le long de la côte par géostrophie.

Au printemps, le front thermique est détruit par le réchauffement des eaux de surface en donnant naissance à une thermocline saisonnière. La thermocline se situe entre 20 et 40 m de profondeur, séparant les eaux chaudes de surface des eaux froides de fond ; elle favorise l'advection des apports estuariens printaniers vers le large en

surface, au delà des limites du plateau et l'advection des eaux marines vers la côte sous la thermocline. De plus, au printemps, le régime des vents induit une circulation de surface orientée vers le large, renforçant la dispersion des panaches vers le large.

L'utilisation du modèle hydrodynamique 3D, a permis de discriminer l'action de chaque agent dynamique sur la circulation de surface du plateau interne aquitain.

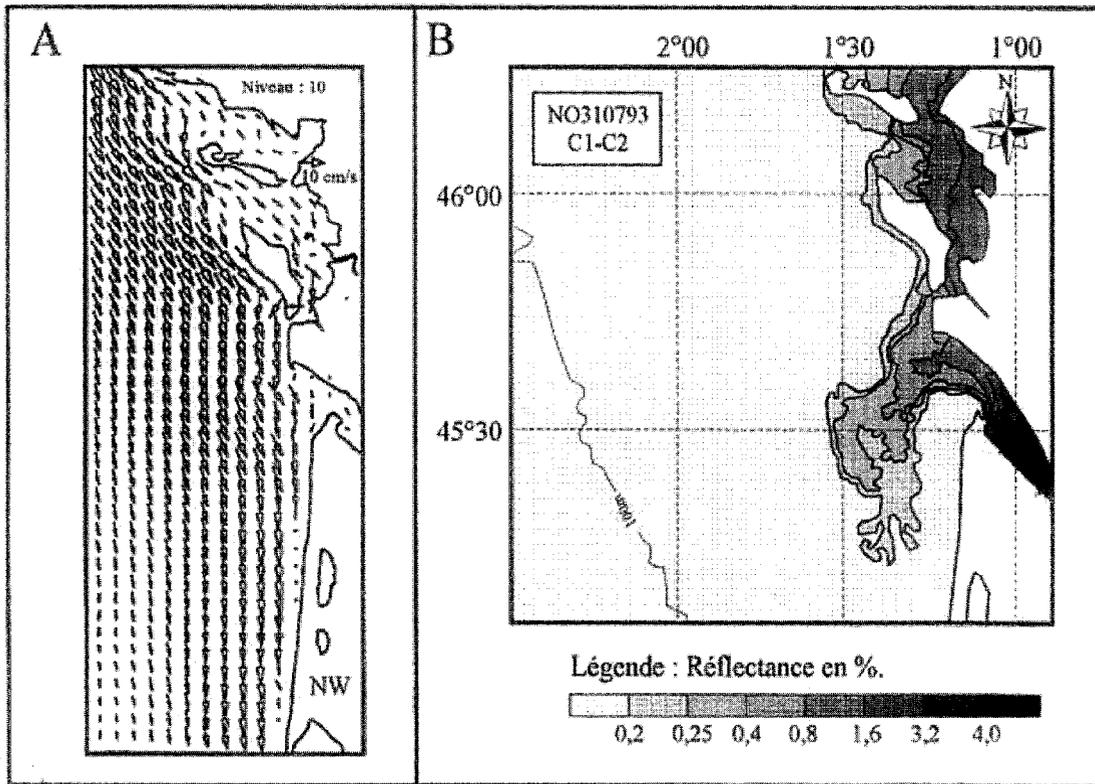


Figure 10. (A) Circulation de surface induite par un vent de Nord-Ouest donné par le modèle numérique 3D. (B) Image AVHRR/NOAA (canal 1 corrigé) du 31 juillet 1993.

Figure 10. (A) Surface circulation induced by north-westerly wind, obtained with the 3D model. (B) Satellite image AVHRR/NOAA (Channel 1 corrected), 31 July 1993.

La marée, par son caractère giratoire, joue un rôle mineur dans le transport des apports estuariens, sauf localement par effet de chenalisation, mais elle possède un rôle majeur dans le mélange de ces apports à l'embouchure. Ce mélange induit, d'une part, l'apparition de taches froides en surface de mai à octobre et, d'autre part, la perte du caractère très dessalé des apports estuariens.

Lors des crues fluviales, une importante circulation de densité a lieu dans l'estuaire. En surface, celle-ci est orientée vers l'ouest dans l'embouchure, puis elle est ensuite déviée vers le Nord par géostrophie, donnant naissance à un courant Sud-Nord le long de la côte Sauvage et des îles d'Oléron et de Ré.

Les simulations concernant le vent montrent qu'il induit en général une circulation parallèle à la côte venant renforcer ou s'opposer à la circulation de densité. En étiage, lorsque la circulation de densité est faible, le vent devient prépondérant dans la circulation.

La dispersion des apports estuariens girondins s'effectue selon la façon dont les différents agents dynamiques interagissent entre eux et avec les contraintes du milieu (bathymétrie, géostrophie, état hydrologique de la colonne d'eau : stratifiée ou homogène).

Les observations recueillies durant ces années montrent qu'en général les apports girondins migrent vers le Nord le long de la côte et peuvent, de ce fait, communiquer avec le Bassin de Marennes-Oléron.

RÉFÉRENCES

[1] Antoine J.-Y., Derrien M., Gaillard O., Le Borgne P., Le Goas C., Marsouin A., Restitution de la température de surface de la

mer à partir des données du satellite NOAA/AVHRR, *Norois* 39 (155) (1992) 297 p.

- [2] Boutier B., Chiffolleau J.-F., Jouanneau J.M., Latouche C., Phillips I., La contamination de la Gironde par le cadmium : origine, extension, importance, Rapp. Sc. Tech. Ifremer (1989) 14 p.
- [3] Boyle E. A., Sclater F., Edmond J.M., On the marine geochemistry of cadmium, *Nature* 263 (1976) 42 p.
- [4] Cassanet J., Cession de chaleur solaire aux eaux côtières du golfe de Gascogne en été : étude par télédétection. *Norois, Poitiers*, 29 (116) (1982) 561 p.
- [5] Castagne N., Le Borgne P., Le Vourc'h J., Orly J.-P., Operational measurements of a sea surface temperatures at CMS Lannion from NOAA-7 - AVHRR. *International Journal of Remote Sensing (I.J.R.S.)*, Vol. 7 (1986) 953 p.
- [6] Castaing P., Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde, Doctorat d'Etat ès sciences, Université de Bordeaux I (1981) 530 p.
- [7] Castaing P., Mesure de courants de dérive dans la zone côtière du golfe de Gascogne entre la Gironde et la Loire, *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* n° 38 (1985) 5 p.
- [8] Castaing P., Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Étude par télédétection. Cours intensif européen. Connaissance et gestion de la frange littorale et du proche plateau continental (1989) 297 p.
- [9] Froidefond J.M., Castaing P., Jouanneau J.M., Prud'homme R., Dinet A., Method for the quantification of suspended sediments from AVHRR NOAA-11 satellite data, *Int. J. Remote Sensing*, Vol.14, 5 (1993) 885 p.
- [10] Gagliardini D.A., Karszenbaum H., Legeckis R. Klemas V., Application of Landsat MMS, NOAA/TIROS AVHRR, and Nimbus CZCS to study the La Plata River and its interaction with the ocean, *Remote Sens. Environ.* 15 (1984) 21 p.
- [11] Huang W.G., Cracknell A.P., Vaughan R.A., Satellite thermal observations of the river Shannon Plume, *Estuar. Coast. Shelf S.* 36 (1993) 207 p.
- [12] Lazure P., Description of a 3D model. Application to the Biscay Bay continental shelf, (1998) (in preparation).
- [13] Nittrouer C.A., Wright L.D., Transport of particles across continental shelves, *Am. Geo. Union, Rev. Geophys.* 32 (n° 93RG02603) (1994) 85 p.
- [14] Pasquay J.N., Bonnot J., Utilisation de cartes - flotteurs pour l'étude des dérives de surface et application à la prévision des pollutions côtières. *La Houille Blanche* 8 (1971) 769 p.
- [15] Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Instructions nautiques - France (côtes Nord et Ouest), in: *Imp. Nat. Série C* (1966) Paris.
- [16] Simpson J.H., Hunter R., Fronts in the Irish Sea, *Nature* 250 (1974) 404 p.
- [17] Urrutia J., Los ríos como agentes de fertilización costera, *Universidad del País Vasco, San Sebastian* (1990) 141 p.