

# Répartition et dispersion des suspensions dans les eaux du plateau continental aquitain

Suspensions  
Plateau continental  
Remontées d'eau  
Téledétection  
Golfe de Gascogne  
Suspended matter  
Continental shelf  
Upwellings  
Remote sensing  
Bay of Biscay

P. Castaing, I. Philipps, O. Weber  
Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux-I, avenue des  
Facultés, 33405 Talence Cedex.

Reçu le 27/4/81, révisé le 9/6/81, accepté le 20/6/81.

## RÉSUMÉ

La campagne effectuée sur le plateau continental nord-aquitain du 19 mars au 8 avril 1980 à bord du navire océanographique « Capricorne », a permis de préciser la courantologie et les caractéristiques physico-chimiques des eaux au printemps et d'étudier la répartition et la dispersion des sédiments fins en suspension.

La direction des courants résiduels diverge de part et d'autre du 45° parallèle. Au Nord, les courants résiduels portent vers l'Ouest au centre du plateau et vers le Nord-Ouest au bord du talus. Au sud de cette zone, ils portent partout vers le Sud.

Près des côtes, on a décelé une lentille d'eau froide (9°8 à 10°2) permanente qui s'aligne parallèlement aux isobathes et occupe une position « intermédiaire » entre les eaux superficielles estuariennes dessalées et plus chaudes et les eaux marines de fond, elles aussi plus chaudes.

Les valeurs des turbidités varient de 0,25 à 20,7 mg/l. On observe une décroissance de la turbidité de la côte vers le large corrélativement à une inversion du pourcentage entre constituants organiques et inorganiques. Outre le matériel très fin récupéré sur les filtres et ne faisant pas l'objet de cette étude, les éléments minéraux sont constitués essentiellement par des grains de quartz, mais aussi de feldspaths, de calcite et de glauconie et représentent 90 à 95 % des suspensions dans les eaux côtières et seulement 20 à 50 % en bordure du talus.

Les quartz détritiques en suspension peuvent avoir des tailles importantes (jusqu'à 180 µm) ce qui pose le problème de leur maintien en suspension. Au nord du 45° parallèle, les quartz abondent dans la zone côtière et en bordure du talus, alors que la partie centrale du plateau est déficitaire. Les grains « côtiers » ont une origine estuarienne. Ceux trouvés en bordure du plateau témoignent de l'existence d'ondes internes et d'un upwelling saisonnier mis en évidence par les thermographies enregistrées par divers satellites.

*Oceanol. Acta*, 1982, 5, 1, 85-96.

## ABSTRACT

Distribution and seaward dispersion of suspended matter  
on the Aquitaine continental shelf

A hydrologic and suspended sediment study was carried out on the Aquitaine continental shelf between March 19 and April 8, 1980.

This study, involving 13 hours of current measurement and suspended sediment sampling, shows that the direction of residual currents differs on each side of the 45th parallel. To North, there currents are oriented Westwards in the central part of the shelf and to the North-West at the shelf break. South of the 45th parallel, they are consistently oriented southwards.

Near the coast, a lens of cold water (9°8-10°2) was found at intermediate depths, parallel to the shelf isobaths. Lower salinity and warmer estuarine water occur above, higher salinity and warmer water below.

Suspended sediment concentration varied from 0.25 to 20.7 mg/l, with a seaward decreasing gradient.

The mineral fraction was essentially composed of quartz, feldspar, calcite and glauconite. Near the coast, 90-95% of the sediment was of mineral origin; at the shelf break the mineral fraction decreased to 20-50%.

The average grain size of the suspended quartz was generally constant at 70 to 80  $\mu\text{m}$ , with maximum sizes at 180  $\mu\text{m}$ . North of the 45th parallel, the mid-shelf suspensions indicated a deficit in quartz, compared to the coastal and shelf break waters. The "coastal" quartz has an estuarine origin, while that found at the shelf break derives in part from a resuspension of bottom sediment as a result of turbulence caused by internal waves. Off-shelf dispersion is conditioned by a seasonal upwelling observed in satellite imagery.

*Oceanol. Acta*, 1982, 5, 1, 85-96.

## INTRODUCTION

Les grands estuaires français rejettent sur le plateau continental du Golfe de Gascogne une masse importante de sédiments transportés en suspension. Les apports de la Loire alimentent en grande partie la baie de Bourgneuf (Gouleau, 1971) et la Grande Vasière qui se trouve dans la partie centrale du plateau (Auffret *et al.*, 1976; Pinot, 1973). Ceux de la Gironde viennent se déposer après un temps plus ou moins long, fonction de l'intensité des courants de dérive et de l'agitation due à la houle, dans une vasière localisée à 30 km à l'ouest de l'embouchure (Castaing *et al.*, 1979).

Une certaine quantité de sédiments fins reste en suspension dans les eaux du plateau pendant plusieurs mois pour finalement se déposer sur le talus continental et dans les abysses. Ces processus généraux ont principalement été décrits sur les plateaux continentaux des États-Unis par Drake (1976) et Pierce (1976).

Au cours de la campagne Transeplat I effectuée à bord du navire océanographique « Capricorne » du 19 mars au 8 avril 1980, on s'est attaché à déterminer les modalités de la dispersion des suspensions détritiques sur l'ensemble du plateau continental nord-aquitain entre 46°20' et 44°40'N. Les sédiments fins trouvés en suspension dans les eaux de cette partie du plateau proviennent des rejets de l'estuaire de la Gironde et de la baie de Marennes-Oléron (Castaing, Allen, 1981), ainsi que des remises en suspension effectuées par la houle dans la zone côtière.

## MÉTHODES ET MATÉRIELS

Les mesures hydrologiques et courantologiques réalisées dans le cadre de la mission Transeplat I ont été effectuées dans deux buts précis :

— pendant la première période, du 19 au 25 mars 1980, on s'est attaché à suivre le rejet estuarien dans un laps de temps assez court afin d'obtenir autour de la basse-mer

(B.M.), le schéma de répartition spatiale des eaux issues de l'estuaire. Le domaine exploré, essentiellement l'embouchure de la Gironde, se limite au Nord aux abords de l'île d'Oléron et au Sud, au large de la Pointe de Grave (fig. 1a). Les modifications hydrodynamiques provoquées par la marée (coefficient et moment de la marée) ont imposé d'effectuer les mesures en vives-eaux de BM - 3 h à BM + 3 h, conditions favorables à une extension maximale du panache turbide des eaux estuariennes.

Trois stations de mesures ont été positionnées sur six radiales, soit un total de 18 stations pour l'ensemble de la zone à raison de six stations par marée (fig. 1a).

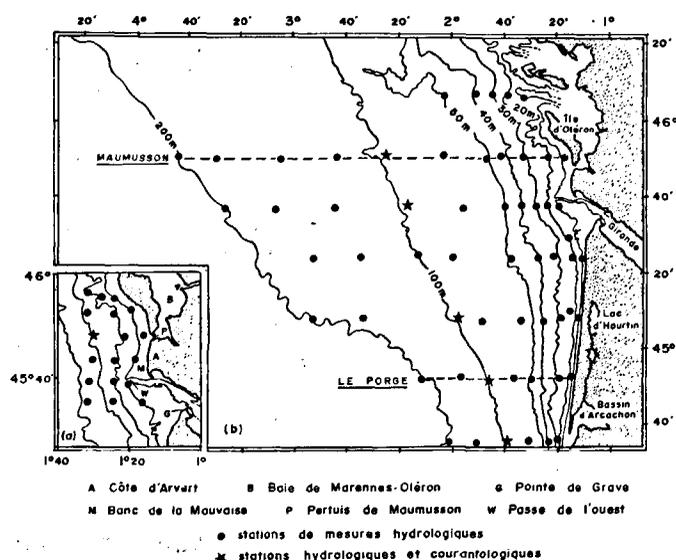


Figure 1  
Localisation des stations de mesures hydrologiques et courantologiques sur le plateau continental nord-aquitain au cours de la campagne Transeplat I.

*Location of hydrological and current measurement stations established on the northern continental shelf of the Bay of Biscay during March-April 1980.*

— pendant la deuxième période, du 26 mars au 8 avril, on a procédé à une reconnaissance des caractères hydrologiques de l'ensemble du plateau continental nord-aquitain compris entre 46°20 et 44°40 de latitude Nord. Les 58 stations de mesure se répartissent sur sept radiales orientées Est-Ouest perpendiculairement à la côte (fig. 1 b).

L'étude hydrologique a essentiellement consisté à mesurer divers paramètres physico-chimiques sur toute la hauteur d'eau. Les niveaux de référence choisis sont espacés de 2 m dans les 10 premiers mètres, puis de 5 m au-delà, jusqu'à 45 m de profondeur. La température et la salinité ont été mesurées au moyen d'un thermosalinomètre « Montedoro CTU 3 B », dont le pouvoir de résolution est d'environ 1/10 de degré pour la température et de 0,5 ‰ pour la salinité. La transmissivité de la lumière n'a pu être déterminée que durant la première période (19-25 mars) au moyen d'un néphélomètre-transmissomètre Montedoro.

Parallèlement, un grand nombre de prélèvements d'eau ont été exécutés afin d'étalonner le transmissomètre durant la première période, de déterminer les valeurs des concentrations en matières solides (turbidités) et d'étudier la nature des constituants. Les quantités d'eau prélevées variaient entre 30 et 21.

Ces échantillonnages ont été réalisés à 1 m de la surface, mi-profondeur, 2 m du fond. L'eau recueillie a été filtrée à bord du navire sur des filtres Millipore calibrés à 0,45 µm, préalablement pesés après séchage au four à 45°. Ainsi sur les 176 échantillons récupérés, 61 ont été prélevés en surface, 55 à mi-profondeur et 60 à 2 m du fond.

— Des mesures courantologiques en continu pendant une durée minimale de 13 h 30 mn ont été réalisées à six stations (fig. 1 a et b), au moyen d'un courantomètre « Aanderaa CM 4 ». Un seul enregistrement a été effectué dans la zone du plateau interne sur l'isobathe — 35 m; la profondeur d'immersion de l'appareil était de 10 m. Tous les autres mouillages ont été effectués sur l'isobathe — 100 m à 5 m du fond, sauf la station située vers 45°10'N où le courantomètre a été immergé à mi-profondeur.

— Au laboratoire, les 176 filtres récupérés ont ensuite été soigneusement pesés afin de déterminer les concentrations totales de matière en suspension exprimées en mg/l. Par la suite, une observation à la loupe binoculaire (grossissement × 30) de chaque filtre a été entreprise dans le but de déterminer les principaux constituants de la matière en suspension récupérée et de chercher un ou plusieurs composants organiques ou minéraux pouvant servir de marqueurs caractéristiques des eaux d'origine continentale. De plus, une estimation quantitative du nombre des grains de quartz détritiques recueillis sur chaque filtre a été effectuée. Ce nombre a été exprimé en nombre de grains pour 101 d'eau. L'examen optique a été complété par une observation au microscope électronique à balayage (MEB) d'une dizaine de filtres préalablement sélectionnés. Cette observation devait préciser l'aspect morphoscopique des divers éléments organiques ou inorganiques. La nature des minéraux observés a été en outre déterminée par une analyse chimique de surface. Des photographies ont été obtenues à des grossissements variant de 150 à 25 000 fois.

Les données courantologiques enregistrées sur bandes magnétiques ont été dépouillées par le Bureau National des Données Océaniques du CNEXO, à Brest et mises au clair, d'une part, sous forme de « listings » récapitulatifs des divers paramètres mesurés, et d'autre part, sous forme d'hodographes des vitesses de courant.

## RÉSULTATS

### Les conditions hydrodynamiques (fig. 2)

On regroupe ici les informations concernant la houle, la marée et les débits fluviaux de la Gironde avant et pendant la mission. Durant les mois précédant la campagne, les débits fluviaux ont été marqués par de fortes crues en décembre 1979 et janvier 1980, respectivement de 3 500 et 3 900 m<sup>3</sup>/s (fig. 2 a); pendant les mois de février et de mars 1980, les valeurs restent comprises entre 900 et 2 200 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à de forts débits. Plus précisément, entre le 20 et le 30 mars 1980, les débits sont passés progressivement de 1 500 à 1 100 m<sup>3</sup>/s; ces valeurs sont suffisamment fortes pour que l'extension du panache turbide à l'embouchure de la Gironde soit bien marquée. A titre d'exemple, l'étude du rejet estuarien par télédétection (Castaing *et al.*, 1979) réalisée pour un débit moyen de 1 600 m<sup>3</sup>/s, a montré une sortie des eaux estuariennes à plus de 20 km vers le large au droit de l'embouchure.

L'extension du panache turbide est aussi fortement influencée par l'amplitude de la marée. C'est pourquoi on a fait débiter la première période de mesures au moment des marées de grandes vives-eaux (coefficient 115-111), le 19 mars 1980, pour la terminer en mortes-eaux (40-39), le 25 mars 1980.

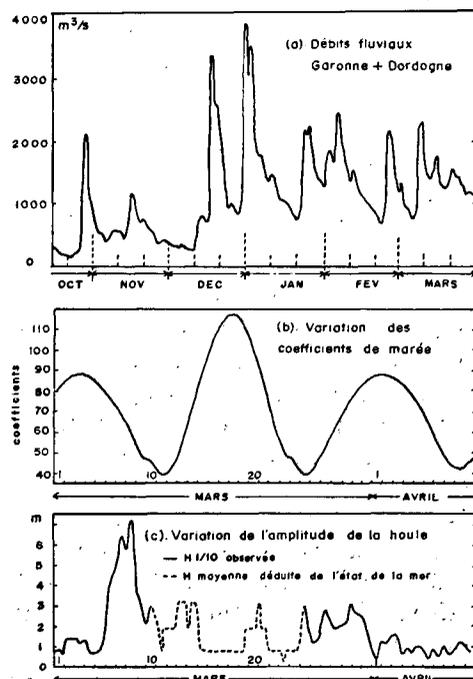


Figure 2

Conditions hydrodynamiques au cours de la campagne Transeplat I (mars-avril 1980).

Hydrodynamic conditions during the period of study (March-April 1980).

Enfin, la remobilisation des sédiments fins et leur dispersion sont en grande partie liées à l'action de la houle. Les données concernant l'amplitude des houles ont été obtenues au moyen d'une bouée Datawell mouillée à la sortie de la passe Ouest de la Gironde. Entre le 24 mars et le 4 avril 1980, les amplitudes  $H\ 1/10$  sont comprises entre 1,50 et 5,80 m. Ces valeurs correspondent à des états de la mer « agitée » à « très forte ».

### Les courants sur le plateau continental (fig. 3)

La direction et la vitesse des courants superficiels ont le plus souvent été déterminées par des lâchers de flotteurs (Sitarz, 1955; Service hydrographique et océanographique de la Marine, 1966; Pasquay, Bonnot, 1971). A mi-profondeur et près du fond, la plupart des mesures ont été effectuées par Cavanié et Hyacinthe (1976) et lors de la campagne Transeptat I.

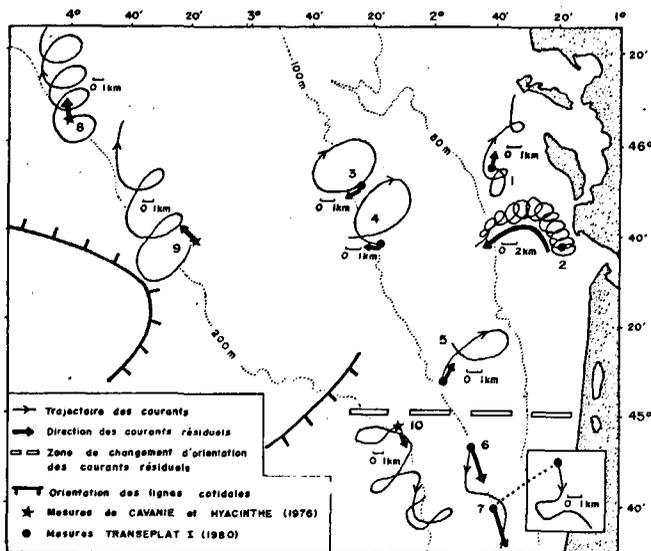


Figure 3  
Vitesses et directions résiduelles des courants au printemps sur le plateau continental nord-aquitain.  
*Residual current velocities and directions in spring on the northern continental shelf of the Bay of Biscay.*

— A une même station, les vitesses instantanées varient en fonction du moment de la marée et de la profondeur. Quelle que soit la profondeur, les vitesses diminuent du nord au sud du plateau, de la Bretagne aux abords du Gouf de Capbreton. Au Nord, sur l'isobathe -200 m, la vitesse maximale atteint 55 cm/s jusqu'à 135 m de profondeur. Au large de la Gironde, près du talus, elle n'est plus que de 30 cm/s jusqu'à 100 m de profondeur et de 25 cm/s à 150 m. Au large du bassin d'Arcachon, près du talus, elle diminue encore et ne dépasse pas 25 cm/s à 50 m et 20 cm/s jusqu'à 150 m de profondeur (Cavanié, Hyacinthe, 1976).

— Pour déterminer les déplacements résiduels pendant des durées de temps assez longues, on a établi sur table traçante des hodographes intégrés à partir des enregistrements de vitesses instantanées. On obtient ainsi la trajectoire d'une particule qui se déplace sous l'action

d'un courant que l'on mesure à une station fixe donnée. Il faut évidemment supposer que les conditions courantologiques sont les mêmes qu'à la station, sur toute l'aire englobée par l'hodographe. Cette condition est respectée sur le plateau continental atlantique, car les variations de courant en intensité et en direction y sont progressives. Les vitesses résiduelles moyennes sont en général faibles, sauf aux stations 6 et 7 où elles atteignent respectivement 18 et 11 cm/s (fig. 3). Cette augmentation est peut-être à mettre en relation avec les vents de secteur Nord-Est qui ont soufflé avec des vitesses de pointe atteignant 40 km/h pendant les mesures.

Le fait le plus marquant est l'existence d'une divergence des directions de courant de part et d'autre d'une zone centrée sur le 45° parallèle. Au Nord, les courants résiduels portent vers le Nord-Ouest au bord du talus, et vers l'Ouest au centre du plateau. Au sud de cette zone, ils portent partout vers le Sud. Cette divergence est vraisemblablement liée à la géométrie du plateau qui se rétrécit considérablement vers le Sud à partir du 45° parallèle.

L'onde de marée qui aborde le plateau continental se moule sur la bathymétrie, comme le montre l'orientation des lignes cotidales. Elle diverge entre les 45° et 46° parallèles et se propage alors vers le Nord et le Sud-Est. Les courants de marée sont perpendiculaires aux lignes cotidales, ce qui est confirmé par les résultats des enregistrements.

Au bord du talus, les courants résiduels s'orientent parallèlement aux isobathes sur toute la hauteur d'eau.

### Les caractéristiques des eaux du plateau continental

Dans ce qui suit, nous présentons les résultats des mesures de température, salinité, turbidité réalisées à différents niveaux, ainsi qu'un inventaire rapide des différents constituants organiques ou inorganiques de la matière en suspension récupérée par filtration.

#### *Température des eaux (fig. 4)*

En surface (fig. 4a), l'écart thermique observé sur l'ensemble de la zone d'étude est de 2°C environ ( $12^{\circ} > T^{\circ} > 9^{\circ}$ ). La répartition des températures de surface ne se fait pas régulièrement de la côte vers le large. Les masses d'eaux les plus froides se répartissent entre la côte et l'isobathe -50 m. Ces eaux froides, dont les températures oscillent entre 10°2 et 10°4, s'alignent selon une direction Nord-Sud. On les rencontre au droit de l'île d'Oléron, au large de l'embouchure et au large de l'étang d'Hourtin, sur la côte médocaine. De part et d'autre de ces masses d'eaux froides, les températures augmentent aussi bien à la sortie de l'estuaire de la Gironde que plus au large, au-delà de l'isobathe -50 m.

A 10 m de la surface (fig. 4b), la répartition des températures précise la disposition d'une lentille d'eau froide (entre 9°8 et 10°2) orientée selon une direction Nord-Sud. Cette eau, que nous avons appelée « eau intermédiaire », longe l'île d'Oléron et occupe plus au Sud l'embouchure de la Gironde. De la même façon que pour les températures de surface, il apparaît une masse d'eau plus froide au large de l'étang d'Hourtin.

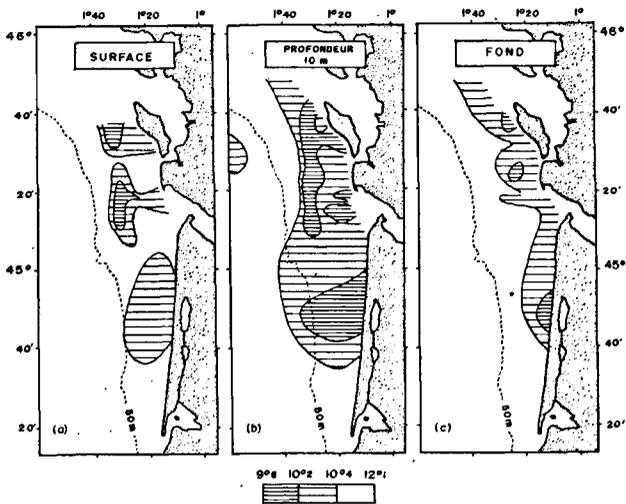


Figure 4  
Température des eaux du plateau interne aquitain à diverses profondeurs en mars-avril 1980.  
Temperature values of waters of the inner shelf at different depths during March-April 1980.

Près du fond (fig. 4c), les températures mesurées sont dans l'ensemble plus élevées. Les eaux froides décrites dans la tranche d'eau supérieure se réduisent à des points localisés au nord de l'île d'Oléron, au large de la côte d'Arvert, dans l'axe de la passe ouest de la Gironde, au large de l'étang d'Hourtin.

Ce caractère froid des eaux côtières avait déjà été observé sur des thermographies satellites NOAA 5 (Castaing *et al.*, 1980) ainsi que sur des thermographies aériennes (Lévêque *et al.*, 1972). Le même phénomène est signalé par Carré (1978) à l'embouchure de la Loire.

Salinité des eaux (fig. 5)

Sur l'ensemble du plateau interne les salinités varient de 24 à 35 ‰ quelle que soit la profondeur considérée comprise entre la côte et l'isobathe - 50 m.

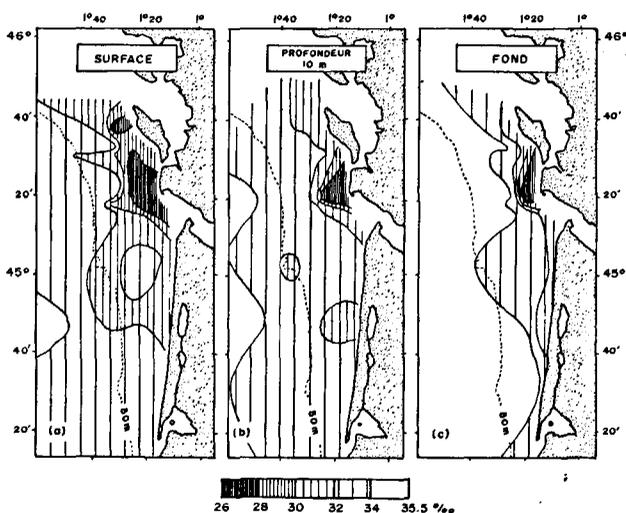


Figure 5  
Salinité des eaux du plateau interne aquitain à diverses profondeurs en mars-avril 1980.  
Salinity values of waters of the inner shelf at different depths during March-April 1980.

C'est en surface (fig. 5a) que les eaux les plus dessalées ont une extension maximale. Elles s'étendent assez loin vers le large (30 à 40 km) et sont localisées principalement au nord de l'embouchure de la Gironde; le minimum de salinité est mesuré près de la côte d'Arvert et à l'extrémité nord de l'île d'Oléron. Au sud de l'embouchure, les eaux dessalées (salinités inférieures à 32 ‰) s'étendent le long de la côte médocaine jusqu'à la latitude de l'étang d'Hourtin. Ainsi, au cours de la marée, une partie des eaux saumâtres de surface issues de la Gironde remonte vers le Nord en longeant la côte (Castaing *et al.*, 1979). Les eaux de la baie de Marennes-Oléron sortent par le pertuis de Maumusson et se mélangent aux eaux de la Gironde. Elles longent la côte ouest de l'île d'Oléron, puis, parvenues à la Pointe de Chassiron, elles s'orientent vers le Sud-Ouest. Une autre partie des eaux estuariennes est rejetée vers l'Ouest dans l'axe de la passe Ouest. Enfin, au sud de l'embouchure, les eaux légèrement dessalées s'étendent vers le Sud et le Sud-Ouest sans dépasser cependant la latitude d'Hourtin.

À 10 m de la surface (fig. 5b), l'extension des eaux dont la salinité est inférieure à 32 ‰ est moins vaste; elle se limite à 20 km au maximum au large des côtes. Ces eaux se localisent au nord de l'embouchure avec toujours une masse d'eau très dessalée centrée sur le banc de la

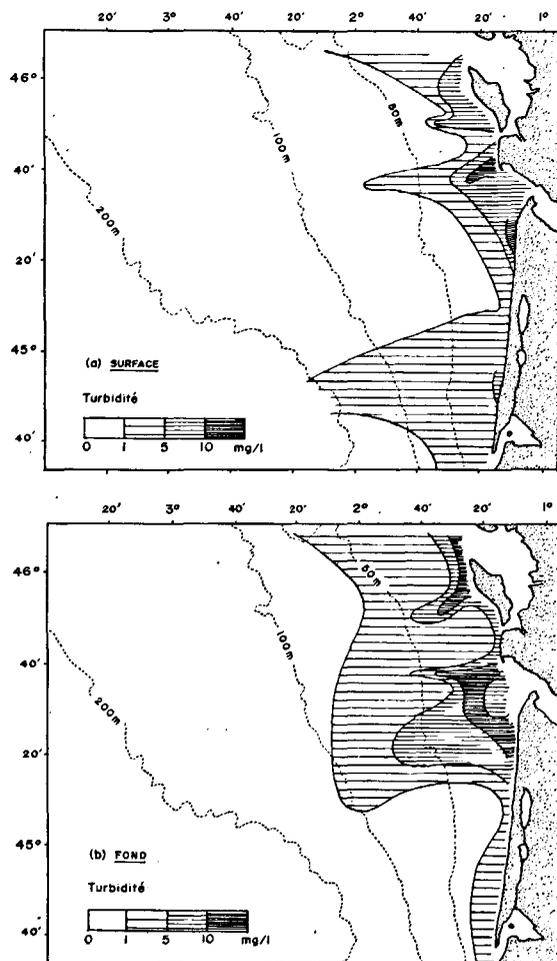


Figure 6  
Turbidité des eaux du plateau continental aquitain en mars-avril 1980.  
a, en surface; b, au fond.  
Suspended sediment concentrations of waters of the inner shelf at different depths during March-April 1980.

Mauvaise. Au sud de l'embouchure, une lentille d'eau, dont la salinité est comprise entre 30 et 32 ‰, se localise au large de l'étang d'Hourtin.

Au fond (fig. 5c), les eaux les plus dessalées se répartissent tout au long de la frange côtière de l'étang d'Hourtin jusqu'à l'île d'Oléron. L'extension de ces eaux vers le large ne dépasse pas 10 km et se limite en profondeur à l'isobathe -20 m.

#### Turbidité des eaux (fig. 6)

En surface (fig. 6a), les charges solides récupérées sur les filtres varient de 0,33 à 10,16 mg/l. Les eaux chargées de surface se répartissent principalement à l'embouchure de la Gironde et le long de la côte Ouest de l'île d'Oléron. Les maximums sont observés dans le chenal d'accès à la Gironde. Les concentrations inférieures à 1 mg/l se rencontrent sur la majeure partie du plateau continental, sauf au sud de la latitude de l'étang d'Hourtin où les teneurs sont plus fortes (entre 1 et 5 mg/l).

A mi-profondeur, l'écart entre les faibles et les fortes concentrations est plus réduit (entre 0,2 et 8,9 mg/l). Les eaux les plus chargées s'étendent toujours au nord de l'embouchure, le long de l'île d'Oléron. Dans la partie Sud, les eaux à mi-profondeur sont moins chargées qu'en surface, en particulier dans la zone étroite du plateau entre 44°40 et 45°20 de latitude Nord.

Près du fond (fig. 6b), les concentrations varient considérablement entre 0,25 et 20,7 mg/l. Les eaux chargées dont les concentrations sont supérieures à 5 mg/l sont bien réparties, tant à l'ouest de l'embouchure de la Gironde qu'au sud. On remarque aussi de fortes teneurs axées vers le Sud-Ouest. Les charges inférieures à 1 mg/l sont localisées sur tout le reste du plateau continental aquitain.

#### Nature des particules en suspension (fig. 7)

L'observation à la loupe binoculaire de la matière solide recueillie sur les filtres montre la présence de divers constituants organogènes. On observe une quantité importante de diatomées de tailles diverses pouvant atteindre 500 µm; on y reconnaît les genres *Chaetoceros* et *Coscinodiscus*, formes que l'on rencontre habituellement en milieu néritique. D'autres organismes tels que les radiolaires, certaines formes de lamellibranches (500 µm), des copépodes et de très nombreux péridiniens du genre *Ceratium*, sont présents. Outre ces organismes marins, des pollens de pin ont été retrouvés sur certains filtres.

Cette observation à la loupe a aussi permis d'identifier les grains de quartz détritiques. Les autres particules minérales ont été déterminées grâce à une étude au Microscope Électronique à Balayage associé à un spectrographe à fluorescence X : quartz (fig. 7); calcite; glauconie, caractérisée par un aspect de surface tout à fait particulier; feldspaths ayant conservé une structure polyédrique; feuillet de biotite et de muscovite. La taille de ces divers éléments est très variable; cependant la limite supérieure avoisine 180 µm. Il est remarquable que des éléments d'aussi grande taille soient en suspension dans les eaux de surface du plateau continental au-dessus de l'isobathe -200 m. Les trop faibles quantités en

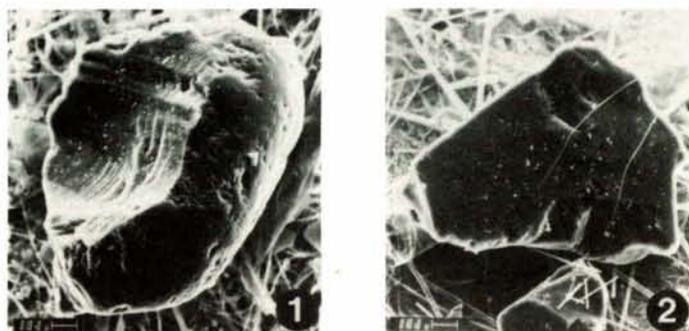


Figure 7

Photographies au microscope électronique à balayage (M.E.B.) des particules minérales en suspension dans les eaux du plateau aquitain en mars-avril 1980.

Photo n° 1 : Station de prélèvement : 48 S.

Position :  $\phi = 45^{\circ}37' N$ ,  $G = 3^{\circ}26.83' W$ .

Profondeur : 210 m.

Niveau de prélèvement : 1 m de la surface.

Grain de quartz de 135 µm de longueur apparente de forme ovoïde retouchée par des cassures conchoïdales. Les figures de cisaillement de ces cassures ont subi un polissage aquatique.

A la périphérie, on discerne des marques de choc à gradient de polissage.

De légers dépôts siliceux cristallisés en voie de dissolution qui se confondent partiellement sur le cliché avec des dépôts provenant de la filtration, localisés sur une surface plane à proximité immédiate d'une arête, mémorisent une évolution fluviale de basse énergie. Localement les restes d'une pellicule siliceuse en coulées témoignent d'actions pédogénétiques lors d'une immobilisation antérieure. Son aspect très propre est une caractéristique d'évolution infratidale. Ce grain dont l'histoire est complexe peut être considéré comme remanié de formations fossiles.

Photo n° 2 : Station de prélèvement : 70 S.

Position :  $\phi = 44^{\circ}52.85' N$ ,  $G = 1^{\circ}57.36' W$ .

Profondeur : 120 m.

Niveau de prélèvement : 1 m de la surface.

Grain de quartz de 135 µm de longueur apparente, de forme subanguleuse.

Les arêtes nettement émoussées sont reprises par des marques de choc à gradient de polissage témoignant d'évolutions aquatiques. L'aspect de surface du grain est très propre (les petites particules visibles à la surface se sont déposées lors de la filtration). Les dépressions sont dépourvues de dépôts siliceux secondaires. Ces caractères peuvent résulter d'une évolution de type fluviale suivie d'une évolution de type infratidal.

Scanning electron micrographs of the filtered mineral fraction in suspension.

Photo n° 1: Sampling station: 48 S;

Position:  $\phi = 45^{\circ}37' N$ ,  $G = 3^{\circ}26.83' W$ ;

Depth: 210 m;

Sampling level: 1 m from surface.

Quartz grain: apparent length 135 µm, egg-shaped altered by conchoidal fractures. The shear figures of these fractures have undergone water polishing.

Impact marks with polishing gradients may be distinguished at the periphery.

Slight siliceous and crystalline deposits in the process of dissolution, localized on a flat surface close to edges, may be confused with filtration deposits. The former prove a low-energy fluvial evolution. Locally, the remnants of a siliceous crust show pedogenetic effects during anterior immobilization. A very neat aspect of the grain is a characteristic of infratidal evolution. The grain, whose history is complex, may be considered as a remodelled fossil formation.

Photo n° 2: Sampling station: 70 S;

Position:  $\phi = 44^{\circ}52.85' N$ ,  $G = 1^{\circ}57.36' W$ ;

Depth: 120 m;

Sampling level: 1 m from surface.

Quartz grain: apparent length 135 µm, subangular shape.

The blunted edges are altered by impact marks with polishing gradients which indicate aquatic evolution. The grain surface is very clean (tiny particles on the surface were deposited during filtration). Depressions are devoid of secondary siliceous deposits. These features may be due to successive fluvial and infratidal evolution.

minéraux plus fins (argiles, oxydes) récupérées sur les filtres, n'ont pas permis d'effectuer une étude minéralogique plus approfondie.

Le pourcentage relatif entre constituants organiques et minéraux a été établi par calcination à 500° des résidus organiques sur les filtres selon la méthode classique préconisée par de nombreux auteurs (Drake, 1976; McCave, 1979). On peut estimer que les suspensions du plateau sont constituées par :

- 5 à 10 % de constituants organiques dans les nappes advectives de la Gironde et de la baie de Marennes Oléron pour les turbidités variant de 5 à 15 mg/l;
- 30 % de constituants organiques, lorsque la turbidité est comprise entre 1 et 5 mg/l (plateau interne);
- 50 à 80 % de constituants organiques, lorsque la turbidité est inférieure à 1 mg/l, ce qui caractérise les eaux du plateau externe.

## DISCUSSION

La répartition des suspensions détritiques au sein des eaux du plateau est régie par des processus essentiellement hydrodynamiques. Mais la stratification de densité liée aux différences de température et de salinité modifie les phénomènes, surtout dans la zone côtière où l'influence de la dessalure est plus sensible. Nous allons examiner les modalités de cette répartition.

### L'origine des suspensions détritiques

La majeure partie des sédiments détritiques en suspension dans les eaux du plateau continental aquitain est issue directement de l'estuaire de la Gironde et de la baie de Marennes Oléron (Castaing *et al.*, 1979). Une autre partie peut provenir de sédiments déjà déposés sur le plateau et remis en suspension. Elle a dans ce cas pour origine les sédiments côtiers, en particulier les argiles affleurant sur la côte médocaine, remobilisés sous l'action du déferlement des vagues, ainsi que les dépôts des vasières de décantation Ouest-Gironde et Sud-Gironde repris par la houle et les courants de marée (Dias, 1976).

La quantité de matière en suspension est conditionnée à la fois par le débit de la Gironde, le coefficient de marée qui induit une répartition plus ou moins vaste sur le plateau continental, l'état de la mer qui remobilise une proportion de sédiments d'autant plus grande que l'amplitude de la houle est forte et son action prolongée.

### Les mécanismes de transfert en suspension à l'embouchure de la Gironde (fig. 8 et 9)

L'essentiel du matériel détritique en suspension provenant de l'estuaire de la Gironde, il convenait d'expliquer les processus hydrodynamiques qui se produisent à l'embouchure. Ceci a pu être réalisé grâce aux mesures hydrologiques effectuées le 30 mars 1980. Les mesures et les prélèvements ont été faits en fin de jusant d'une marée de Vives-Eaux (coefficient 78-81) à cinq stations réparties au débouché de la passe d'entrée de la Gironde entre 10 et 50 m de profondeur.

La stratification saline est marquée (fig. 8 a). La salinité décroît de 34,5 ‰ à 35 m de profondeur à 28,5 ‰ près de la surface, soit une diminution moyenne d'un peu

moins de 0,2 ‰ par mètre. La décroissance de la salinité est plus forte dans les eaux superficielles où on passe de 31,5 à 28,5 ‰ en une dizaine de mètres, soit une diminution moyenne de 0,3 ‰ par mètre. A 10 m de profondeur près de la passe de l'Ouest, et en surface au-dessus de la vasière (entre 1°30 et 1°40 W), les isohalines 29,5; 30,5 et 31,5 ‰ sont très resserrées. Elles indiquent la présence d'une zone de transition entre les eaux fluviales saumâtres cantonnées en surface et les eaux marines un peu dessalées situées au-dessous.

« L'eau intermédiaire » froide est piégée dans cette structure saline. Le noyau le plus froid s'allonge vers 15 à 20 m de profondeur parallèlement à l'isohaline 32,5 ‰ et repose sur les eaux marines denses. L'isotherme 10°4 occupe exactement la même position que l'isohaline 33,5 ‰. L'eau fluviale superficielle plus chaude s'écoule sur « l'eau intermédiaire » sans se mélanger, car elle est moins salée et donc moins dense. Vers l'Est, « l'eau intermédiaire » est coincée contre le bourrelet alluvial de la Gironde.

Les turbidités varient de 1 à 15 mg/l en fonction de la profondeur et de l'éloignement de l'embouchure (fig. 8 b). Une zone de fortes turbidités (10-15 mg/l) est localisée près du fond sur 2 à 3 m de hauteur. Près de la surface, les eaux fluviales limitées par l'isohaline 29,5 ‰ présentent des turbidités un peu moins élevées (5-10 mg/l). Entre la surface et le fond, les valeurs décroissent jusqu'à 2 mg/l et même jusqu'à 1 mg/l. Les faibles valeurs se situent au-dessus des eaux « franchement marines » (salinités supérieures à 34,5 ‰), au-dessous des eaux « fluviales » (salinités inférieures à 29,5 ‰) et à la même profondeur que « l'eau intermédiaire », mais un peu à l'ouest du noyau le plus froid.

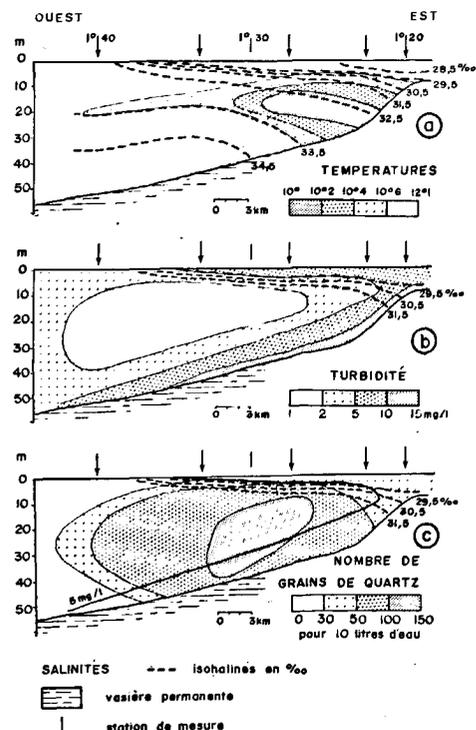


Figure 8

Coupe hydro-sédimentaire au large de l'embouchure de la Gironde, le 30 mars 1980 en fin de jusant de vives eaux (coefficient 78-81).

Hydrologic and sedimentological profile on the continental shelf off the Gironde estuary, March 30, 1980; end of ebb during spring tide.

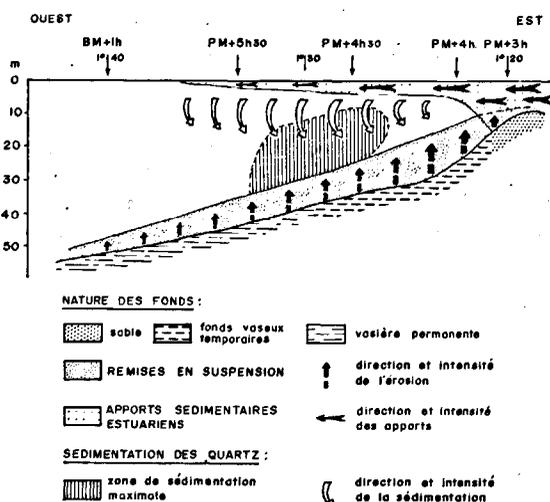


Figure 9  
Mécanismes de transfert en suspension au large de l'embouchure de la Gironde.  
*Dispersion mechanisms off the Gironde inlet.*

Sur chaque filtre ayant permis de déterminer la turbidité des eaux, on a compté les grains de quartz détritiques (fig. 8c). Les valeurs trouvées sont sous-estimées car les grains les plus petits échappent au comptage à la loupe binoculaire. Il existe dans les eaux à l'entrée de la vasière une zone où les quartz détritiques sont abondants (100 à 150 grains pour 10 l). Autour se développent trois auréoles plus ou moins concentriques où les teneurs décroissent progressivement jusqu'à 20 grains/10 l. La zone où les grains sont les plus nombreux (50 à 150) coïncide en partie avec celle où les turbidités sont les plus faibles (moins de 5 mg/l).

La répartition des paramètres physiques et la distribution spatiale des suspensions le 30 mars 1980 résultent de l'interaction de plusieurs phénomènes synthétisés sur la figure 9.

La coupe ne correspond pas à une situation instantanée puisque les mesures débutent à mi-jusant (PM + 3) sur les petits fonds près de la passe de l'Ouest et se terminent au début du flot (BM + 1 h) à l'entrée de la vasière. Jusqu'à PM+4, l'intensité des courants de marée est relativement importante (jusqu'à 50 cm/s en surface). Elle décroît ensuite rapidement, à la fois parce que le moment de l'étalement de jusant se rapproche et parce que les profondeurs augmentent. La turbidité des eaux et la distribution de cette turbidité (semblable à celle décrite par Shevenell en 1974 et Feely *et al.* en 1979) sont liées à deux processus complémentaires : les apports en suspension et les remises en suspension.

Les remises en suspension sont particulièrement intenses dans les faibles profondeurs où les courants de marée présentent des vitesses élevées près du fond. Sur le delta sous-marin, l'érosion est cependant limitée par la granulométrie relativement élevée des sédiments. En effet, ce sont essentiellement des sables fins qui ne sont recouverts par une pellicule de vase que plus à l'Ouest, vers la vasière de décantation. Ces phénomènes de remise en suspension provoquent la présence permanente d'une couche d'eau turbide, épaisse d'une dizaine de mètres au maximum.

Les apports en suspension d'origine estuarienne au-delà du delta sous-marin, se font uniquement près de la surface par suite de la stratification saline des eaux qui limite les mélanges turbulents verticaux. Jusqu'à PM+4, l'intensité des courants est suffisante pour assurer le maintien en suspension de la totalité de la charge. Dès PM+4 h 30 mn, l'intensité des courants diminue. Les particules les plus fines de la taille des argiles restent toujours en suspension, mais la turbulence est insuffisante pour maintenir dans les eaux près de la surface tous les grains grossiers constitués en majeure partie par des quartz dont la taille peut atteindre 150 ou 200 µm. C'est pourquoi, on compte un grand nombre de quartz à mi-profondeur et près du fond aux deux stations de mesure situées à l'est et à l'ouest de 1°30', dans des eaux dont la turbidité n'exécède pas en général 5 mg/l.

### La distribution des suspensions sur le plateau continental

Les cartes de répartition des matières solides en suspension montrent que la distribution s'effectue principalement dans le domaine de la plate-forme interne. La majeure partie des suspensions terrigènes

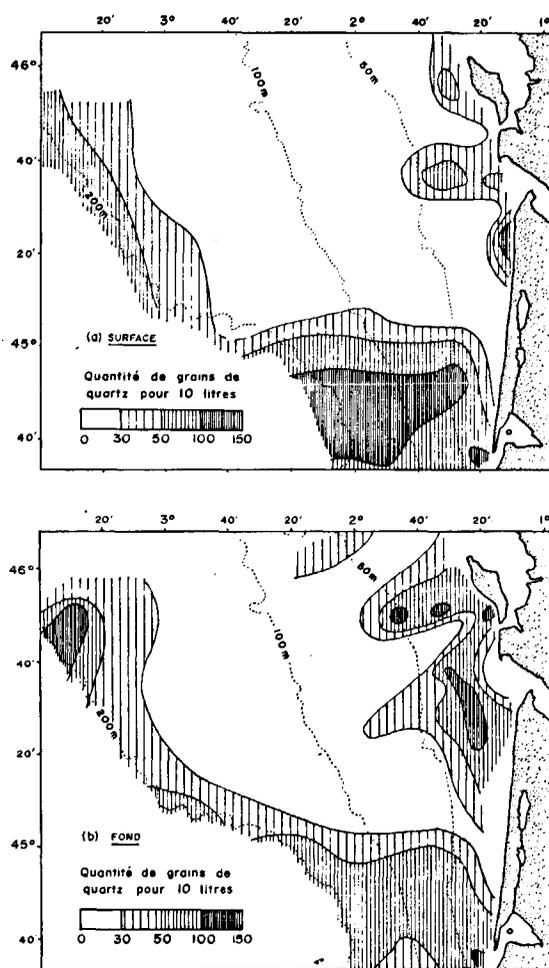


Figure 10  
Répartition horizontale des grains de quartz détritiques en suspension dans les eaux du plateau continental aquitain en mars-avril 1980; a, en surface; b, au fond.  
*Horizontal distribution of detrital suspended quartz on the Aquitaine continental shelf; March-April 1980: a, near the surface; b, near the bottom.*

contribue à alimenter les vasières de décantation localisées entre 30 et 70 m de profondeur (Castaing *et al.*, 1979). Cependant, une certaine quantité de matière en suspension ne se dépose pas, ou est reprise et poursuit alors son transit à travers le plateau. Ce transfert de particules vers le large est mis en évidence par l'utilisation du quartz détritique en tant que « traceur » des apports continentaux.

#### Cartes de répartition des quartz détritiques

Les cartes présentent de grandes similitudes, que ce soit en surface, à mi-profondeur ou au fond (fig. 10). On peut y distinguer deux zones, de part et d'autre du 45° parallèle :

– la zone Sud où les concentrations en quartz détritiques sont toujours supérieures à 50 grains pour 10 l d'eau et atteignent même parfois 100 à 150 grains de la surface à mi-profondeur. Ceci est bien mis en évidence sur le profil du Porge (fig. 1), où les grains de quartz de plus de 100 µm abondent près de la surface (fig. 11);

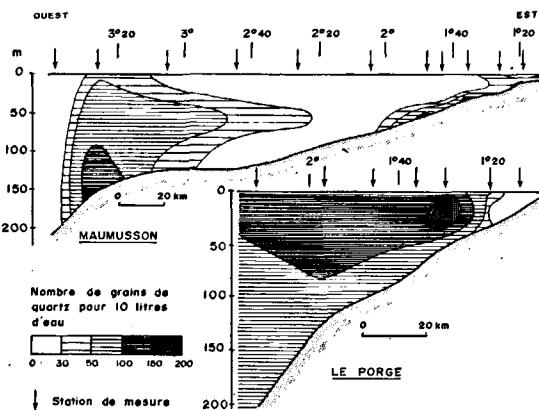


Figure 11  
Répartition verticale des grains de quartz détritiques en suspension dans les eaux du plateau continental aquitain en mars-avril 1980 : a, zone nord : radiale de Maumusson (voir fig. 1); b, zone sud : radiale du Porge (voir fig. 1).

*Vertical distribution of detrital suspended quartz on the continental shelf of the Bay of Biscay; March-April 1980: a, Northern area: Maumusson profile (see Fig. 1); b, Southern area: Porge profile (see Fig. 1).*

– la zone Nord où les quartz sont moins abondants et où leur répartition géographique est particulière. Les grains sont abondants près de la côte et surtout au fond. Ensuite à toutes les profondeurs le nombre de grains décroît jusqu'à moins de 20 grains pour 10 l. La zone des teneurs minimales se situe entre les isobathes – 50 et – 150 m. Mais, alors qu'on pourrait s'attendre à une décroissance jusqu'au bord du talus comme c'est le cas pour les turbidités, on note une augmentation progressive du nombre des grains surtout sensible à la limite du plateau et du talus. Ce mode de répartition est nettement visible sur la coupe verticale Est-Ouest réalisée perpendiculairement à la côte au droit du pertuis de Maumusson (fig. 11). Sur cette radiale, les quartz abondent à la rupture de pente de la plate-forme. Les teneurs décroissent ensuite vers l'Ouest au-delà du plateau.

#### Le maintien en suspension des quartz

La distribution des grains de quartz soulève diverses questions concernant à la fois : la présence, la taille et l'abondance de ces particules en suspension.

La présence de quartz dans les eaux sur la totalité du plateau continental n'est cependant pas surprenante; en effet, la reconnaissance qualitative des divers constituants de la matière en suspension déjà réalisée par plusieurs auteurs a permis d'identifier le quartz dans les eaux du Golfe de Guinée (Bornhold *et al.*, 1973) et dans celles du plateau continental Est-américain (Meade *et al.*, 1975). Caralp (1971) et Vigneaux *et al.* (1971) signalent la présence de grains de quartz détritiques d'un diamètre supérieur à 63 µm dans les vases de l'Holocène prélevées sur le sommet du Dôme Gascogne situé par 4500 m de profondeur à environ 320 km à l'ouest de l'embouchure de la Gironde. Pour ces auteurs, les quartz n'ont pu parvenir sur le dôme qu'en suspension au sein des eaux océaniques.

La question du maintien en suspension de grains de quartz d'une taille de 150 µm est plus délicate. En effet, en l'absence de toute turbulence, le temps de chute d'un grain de quartz de 150 µm de diamètre dans une eau douce à 12°C et sur une hauteur de 200 m peut être estimée à 3 h 30 mn environ. Si on considère une particule de 100 µm, ce temps de chute est doublé. Ceci montre qu'en l'absence de tout courant ou de tout autre phénomène apportant une turbulence, le maintien en suspension de ces grains est impossible. Donc, la présence en surface de grains de 80 à 180 µm, en bordure du plateau continental, témoigne d'une forte turbulence localisée à la rupture de pente.

Les vitesses maximales des courants ne dépassent pas 10 à 15 cm/s à 1 m du fond. D'après Hjulstrom (1935), il faut une vitesse un peu inférieure à 20 cm/s à 1 m du fond pour éroder des particules dont le diamètre est compris entre 100 et 180 µm. Leur maintien est donc évidemment assuré par des vitesses plus élevées et pas toujours atteintes au cours de la marée par les courants du plateau continental aquitain. Mais les expériences de Hjulstrom ont été menées en eau douce. Les eaux salées sont plus denses et leur pouvoir de sustentation est de ce fait augmenté dans de larges proportions. De plus, l'agitation de surface due aux fortes houles provoque une augmentation de la turbulence sur toute la hauteur d'eau. Ces trois phénomènes, vitesse des courants, densité de l'eau de mer, turbulence due à la houle paraissent expliquer le maintien en suspension des quartz dans les eaux de la plate-forme continentale.

#### Différenciation des processus hydrodynamiques au nord et au sud du plateau aquitain

La distribution des éléments détritiques, différente au sud et au nord du plateau, s'explique par l'intervention de processus dynamiques différents commandés par la morphologie particulière de la plate-forme continentale. Au sud du 45° parallèle, la largeur du plateau diminue beaucoup, elle passe ainsi de 210 km à 45°20 de latitude Nord à 70 km au large d'Arcachon. De ce fait, la pente s'accroît et le plateau étroit est davantage soumis qu'au Nord, à l'influence des grandes houles océaniques.

Au cours de la période qui précède la campagne Transeptat I, l'agitation due à la houle est forte. Les 7 et 8 mars 1980 se produit une tempête pendant laquelle les amplitudes  $H_{1/10}$  dépassent 7 m (fig. 2c) pour atteindre jusqu'à 9,20 m. Dans ces conditions, les sables fins sont érodés jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 20 m. Les quartz ainsi remis en suspension près de la côte sont, au cours du mois suivant, déplacés vers l'Ouest en restant en grande partie localisés à moins de 50 m de la surface. La coupe hydrosédimentaire du Porge est à cet égard parfaitement démonstrative (fig. 11). Les quartz de grande taille (plus de 100  $\mu$ ) sont particulièrement abondants près de la surface. Leur maintien en suspension, assuré par la turbulence due à la houle, est favorisé par la stratification thermique et saline des eaux. En effet les eaux pluviales continentales percolent à travers le cordon de dunes littorales et parviennent à l'océan en s'écoulant sur un banc d'argile à peu près continu tout le long du littoral médocain. Les eaux dessalées restent près de la surface et se mélangent mal aux eaux marines denses sous-jacentes.

Au nord du 45° parallèle en revanche, le plateau continental s'élargit, sa pente décroît et l'énergie de la houle qui parvient à la côte est moindre. Les remises en suspension par la houle sont de ce fait plus limitées que dans la zone Sud, d'autant que les sédiments sont en général plus grossiers. A ce propos, il est intéressant de noter la similitude qui existe entre la répartition des quartz en suspension et celle des sédiments superficiels en place (Allen, Castaing, 1977). Les zones où les quartz en suspension sont les moins nombreux correspondent étroitement aux zones de sables moyens et de vases, c'est-à-dire à des sédiments dont l'érosion nécessite un niveau d'énergie élevé. Le seuil d'érosion est fréquemment atteint près de la côte où les courants de marée et la houle ont leur maximum d'énergie. Par contre, au milieu du plateau, l'énergie de ces agents diminue progressivement et ne peut plus assurer les remaniements.

*En résumé*, dans la zone Sud les apports fluviaux sont réduits et les quartz recueillis en grand nombre en suspension proviennent pour l'essentiel des érosions des fonds côtiers par la houle au cours des périodes de forte agitation. Dans la zone Nord, les apports de quartz fluviaux sont abondants près de l'embouchure de la Gironde. Le petit nombre de quartz en suspension, dans les eaux de la partie centrale du plateau, doit être mis en relation avec les faibles possibilités de reprises des sédiments du fond par la houle et les courants.

*Processus dynamiques en bordure du plateau : ondes internes et remontée d'eau (upwelling)*

La forte augmentation du nombre des quartz en bordure du plateau est plus difficile à expliquer. Les sédiments se prêtent certes mieux à une remise en suspension, car leur mode principal est compris entre 125 et 250  $\mu$ m, alors qu'au centre du plateau, il varie entre 250 et 500  $\mu$ m. De plus le bord du plateau est une zone de turbulence souvent accrue, ce qui facilite l'érosion ou le non-dépôt des sédiments fins. Les observations directes semblent d'ailleurs confirmer cette affirmation. Ainsi Vanney (1969) rapporte que d'après les pêcheurs la bordure du

plateau correspond en moyenne à une agitation des eaux plus élevée que le reste du plateau continental du Golfe de Gascogne. Mais, lorsqu'on passe en revue les processus qui peuvent être responsables d'un tel accroissement de la turbulence, on s'aperçoit que très peu sont clairement établis par la théorie ou l'observation. D'après Southard et Stanley (1976), on peut citer la houle, les courants de marée, les ondes internes et « l'effet de seuil » engendré par la diminution brutale des profondeurs à l'approche du plateau continental.

La conjonction des deux premiers processus ne peut expliquer à elle seule l'augmentation de la turbulence car, du fait de la profondeur, l'action de la houle est affaiblie et l'intensité des courants de marée est équivalente à celle mesurée dans la zone centrale du plateau.

Par contre, l'effet de seuil est plus sensible. Le passage de l'onde de marée du milieu « infini » des abysses au milieu « fini » du plateau se marque notamment par une augmentation sensible du marnage. Une partie de l'énergie de l'onde de marée est dissipée, ce qui se traduit par une élévation de la turbulence. Mais, à ce jour, les études sont encore qualitatives et on ne peut évaluer la contribution de ce phénomène à la remise en suspension des sédiments au bord du plateau.

— De même, le processus de formation des ondes internes reste encore assez obscur, bien qu'elles aient été signalées à l'approche de nombreux plateaux continentaux (Southard, Stanley, 1976). Ce sont des ondes progressives ou stationnaires, générées par les différences de densité observées sur la verticale lorsque les eaux sont stratifiées. Sur le plateau du Golfe de Gascogne, ces ondes internes ont été mises en évidence en août et octobre 1967, par 200 m de profondeur aux environs du point de coordonnées 46°N et 3°50'W. Le résultat a été obtenu grâce à des mesures de courant effectuées de part et d'autre de la thermocline (Mauvais, Le Floch, 1969). L'onde interne présentait une période de 25 minutes environ et se propageait vers l'Est-Nord-Est à une vitesse voisine de 60 cm/s.

Par des considérations théoriques et l'utilisation d'un modèle mathématique, Mazé (1980) a confirmé que le passage de la marée sur le plateau du Golfe de Gascogne entraîne la formation d'ondes internes stationnaires. Dans certaines conditions, les ondes internes peuvent déferler. Le déferlement a été obtenu expérimentalement par Cacchione et Wunsch (1974) et observé sur le plateau californien par Emery et Gunnerson (1973). Dans ces conditions, la turbulence du milieu est fortement augmentée et la remise en suspension intensifiée.

Si l'action des ondes internes en bordure du talus peut fournir une explication à l'augmentation du nombre des quartz près du fond, elle ne permet pas d'expliquer les fortes teneurs près de la surface et à mi-profondeur. Il faut faire appel à un autre type de mécanisme décelé sur les images fournies par les satellites.

On présente ici l'image Tiros N enregistrée le 15 mai 1979 à 4 h 50 mn TU, car elle est particulièrement démonstrative (fig. 12). Les situations enregistrées par NOAA 5 les 21 et 22 septembre 1978 (Philippe *et al.*, 1979), et par NOAA 6 le 17 mai 1980 (1 mois à peine après la mission Transeptat I) sont tout à fait

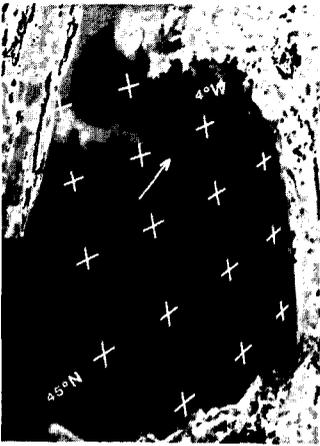


Figure 12  
Thermographie TIROS N du 15 mai 1979 montrant l'upwelling saisonnier en bordure du plateau continental du Golfe de Gascogne.

TIROS N satellite thermal imagery on May 15 1979, showing the seasonal upwelling at the shelf break of the Bay of Biscay.

comparables. La thermographie du 15 mai 1979 est distordue, mais on reconnaît les différentes unités géographiques qui délimitent le Golfe de Gascogne. Les eaux les plus froides sont en clair et il y a un écart de 0,5°C entre deux teintes successives de gris. La thermographie n'a pu être étalonnée en valeurs absolues faute de mesures *in situ*. Comme c'est généralement le cas, les eaux les plus chaudes se localisent dans le fond du Golfe de Gascogne près de la Côte basque. Une bande d'eau froide s'étend en surface au-dessus du talus continental, de la Bretagne au Nord, à la latitude d'Arcachon au Sud. Les eaux les plus froides sont situées au Nord.

On constate une remontée d'eau froide (upwelling) déjà signalée par Philippe *et al.* (1979), Heaps (1980) et Mazé (1980), et semblable à celle décrite par McCave (1979) au bord du plateau continental de l'Oregon. Pour Mazé, cet upwelling est lié aux ondes internes et donc à la stratification de densité. En revanche, l'étude de la configuration des isothermes dans la zone de passage plateau-talus conduit Heaps à considérer un changement radical des conditions de turbulence au niveau de la thermocline. Ce changement est aussi attesté par l'augmentation du marnage lorsque l'onde de marée aborde le plateau. Dans ces conditions, les eaux froides du fond sont ramenées vers la surface par les vents dominants soufflant vers la côte.

Quelles que soient les causes de l'upwelling, il provoque la remontée en surface d'eaux denses puisque froides et salées. Ces eaux ont une viscosité plus élevée que celles du plateau adjacent. De ce fait elles pourraient constituer une entrave au passage des sédiments fins en suspension du plateau vers les abysses (Castaing *et al.*, 1981). Ceci se

traduirait par un ralentissement des vitesses de déplacement des suspensions, et donc une concentration en bordure du talus des grains de quartz en provenance du continent. La vraisemblance de ce processus semble être corroborée par les trajectoires des courants déterminées au printemps en bordure du plateau, qui s'alignent parallèlement aux isobathes (fig. 3). Cet upwelling est vraisemblablement saisonnier puisque jusqu'à présent on n'a pu déceler son existence qu'au printemps et en été. Il doit disparaître à la fin de l'automne au moment où les eaux superficielles se refroidissent. A partir de cette période et durant tout l'hiver se produit une homogénéisation des températures des eaux sur la verticale (Vincent, Kurc, 1969) favorisée par l'agitation due à la houle. L'entrave à la progression des quartz vers les abysses est alors supprimée, et on ne devrait plus observer d'augmentation relative du nombre des grains en suspension au bord du talus, tout au moins près de la surface. Cette dernière proposition demande à être confirmée par des prélèvements effectués en hiver.

*En conclusion*, au bord du plateau, l'augmentation du nombre des quartz peut s'expliquer par la conjonction de deux phénomènes :

- augmentation de la turbulence et donc de la remise en suspension des sédiments plus fins que dans la zone centrale sous l'action conjuguée de la houle, des courants, de « l'effet de seuil » et des ondes internes;
- concentration des quartz près du talus par suite de l'entrave aux déplacements en suspension vers les abysses, provoquée par la présence d'une remontée d'eau froide saisonnière.

#### Remerciements

Cette étude a été effectuée dans le cadre des recherches poursuivies sur le plateau continental par le Laboratoire associé au CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) n° 197. A cet effet, le CNEXO (Centre National pour l'Exploitation des Océans) a mis le navire océanographique Capricorne à notre disposition. Le dépouillement et la mise en forme des données courantologiques ont été assurés par M<sup>me</sup> Croguennec du Centre Océanologique de Bretagne. L'observation et la détermination des filtrats au MEB ont été effectuées par M. Legigan, au Centre de Microscopie Électronique de l'Université de Bordeaux-I.

#### RÉFÉRENCES

Allen G. P., Castaing P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, Bordeaux, 21, 255-261.

Auffret G. A., Berthois L., Allen G. P., Douville J. L., 1976. Intérêt de la connaissance des processus sédimentaires actuels sur la façade atlantique du plateau continental français pour le contrôle des rejets industriels, *Soc. Hydrotech. France, XIV<sup>e</sup> journée de l'Hydraulique*, Paris, 1976, quest. II, rapp. 9, 10 p.

Bornhold B. D., Masclé J. R., Harada K., 1973. Suspended matter in surface waters of the eastern Gulf of Guinea, *Mar. Geol.*, 29, 3, M 21-M 31.

Cacchione D. A., Wunsch C. I., 1974. Experimental study of internal gravity waves over a sloping bottom, *J. Fluid Mech.*, 66, 223-239.

Caralp M., 1971. Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléoclimatique, *Thèse Doct. État, Univ. Bordeaux*, n° 333, 189 p.

Carre J. L., 1978. L'extension en mer des eaux de la Loire, *J. Rech. Océanogr.*, 3, 3, 35-45.

Castaing P., Allen G. P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde : a macrotidal estuary in France, *Mar. Geol.*, 40, 1/2, spec. issue : *Estuary - shelf interrelationships*, 101-118.

- Castaing P., Weber O., Yoo H.**, 1980. *Étude par télédétection des zones côtières de la Charente et de l'Aquitaine*, Publ. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Bordeaux, Contrat CNEXO-IGBA n° 78/1891.
- Castaing P., Philipps I., Weber O.**, 1981. Processus hydrodynamiques en bordure des plateaux continentaux : effets de la turbulence et des remontées d'eau sur les sédiments, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, 1481-1484.
- Castaing P., Allen G. P., Houdart M., Moign Y.**, 1979. Étude par télédétection de la dispersion en mer des eaux estuariennes issues de la Gironde et du Pertuis de Maumusson, *Oceanol. Acta*, **2**, 4, 459-468.
- Cavanié A., Hyacinthe J. L.**, 1976. Étude des courants et de la marée à la limite du plateau continental d'après les mesures effectuées pendant la campagne « Golfe de Gascogne 1970 », *Rapp. Sci. Tech., CNEXO*, n° 23, 41 p.
- Dias G.**, 1976. Morphologie et évolution du prisme sédimentaire littoral et du proche plateau continental sur la côte aquitaine entre Hourtin et Le Porge (Médoc, France), *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Bordeaux-I*, n° 1338, 75 p., 24 fig.
- Drake D.**, 1976. Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves, in: *Marine sediment transport and environmental management*, edited by D. Stanley et D. Swift, J. Wiley and Sons, New York, 602 p., chap. 9, 127-158.
- Emery K. O., Gunnerson C. G.**, 1973. Internal swash and surf, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **70**, 2379-2380.
- Feely R., Baker E., Schumacher J., Massoth G., Landing W.**, 1979. Processes affecting the distribution and transport of suspended matter in the northeast Gulf of Alaska, *Deep-Sea Res.*, **26A**, 445-464.
- Gouleau D.**, 1971. Le régime hydrodynamique de la baie de Bourgneuf et ses conséquences sur la sédimentation, *Cah. Océanogr.*, **23**, 7, 1971, 629-647.
- Heaps N. S.**, 1980. A mechanism for local upwelling along the European continental slope, *Oceanol. Acta*, **3**, 4, 449-453.
- Hjulstrom F.**, 1935. The morphological activity of rivers as illustrated by rivers Fyris, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. 25, chap. III.
- Lévêque P., Gros J. C., Maurin C., Severac J., Siméon C., Viguié C.**, 1972. Utilisation de la télédétection infrarouge et des mesures isotopiques — tritium et oxygène-18 — pour l'étude des résurgences d'eau douce le long du littoral aquitain, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **274**, 2841-2844.
- McCave I. N.**, 1979. Suspended material over the central Oregon continental shelf in may 1974: I, Concentrations of organic and inorganic components, *J. S. P.*, **49**, 4, 1181-1194.
- Mauvais J. L., Le Floch J.**, 1969. Sur quelques mesures du gradient de vitesse près du fond dans le Golfe de Gascogne, *Cah. Océanogr.*, **21**, 6, 571-580.
- Mazé M. R.**, 1980. Formation d'ondes internes stationnaires sur le talus continental. Application au Golfe de Gascogne, *Annales Hydrogr.*, **754**, 5<sup>e</sup> sér., vol. 8, fasc. 1, 45-58.
- Meade R. H., Sachs P. L., Manheim F. T., Hattaway J. C., Spencer D. W.**, 1975. Sources of suspended matter in waters of the middle Atlantic bight, *J. Sediment. Petrol.*, **45**, 1, 171-188.
- Pasquay J. N., Bonnot J.**, 1971. Utilisation de cartes-flotteurs pour l'étude des dérives de surface et application à la prévision des pollutions côtières, *La Houille Blanche*, **8**, 769-778.
- Philippe M., Le Moal A., Harang L.**, 1979. Satellites météorologiques à défilement et thermographies de la surface de la mer, *Metmar.*, **104**, 20-31.
- Pierce J.**, 1976. Suspended sediment transport at the shelf break and over the outer margin, in: *Marine sediment transport and environmental management*, edited by D. Stanley et D. Swift, J. Wiley and Sons, New York, 437-458.
- Pinot J. P.**, 1973. L'intérêt des données d'ERTS. 1 pour la connaissance des turbidités des eaux marines : l'exemple du Golfe de Gascogne, *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, Paris, n° 411-412.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine**, 1966. Instructions nautiques-France (côtes Nord et Ouest), Imp. Nat., Paris, Série C, vol. 2, 1 vol. texte, 594 p., 1 vol. planches (mise à jour 1972).
- Shevenell T.**, 1974. Distribution and dispersal of particulate matter in a temperate coastal shelf environment, *Mém. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, Bordeaux, **7**, 87-94.
- Sitarz J.**, 1955. Résultats de la détermination dans le Golfe de Gascogne et la Manche des courants superficiels par la méthode des flotteurs dérivants, *Trav. CREO*, **11**, 8-9, 15 p.
- Southard J., Stanley D.**, 1976. Shelf-break processes and sedimentation, in: *Marine sediment transport and environmental management*, edited by D. Stanley et D. Swift, J. Wiley and Sons, New York, 602 p. Chap. 16, 351-377.
- Vannoy J. R.**, 1969. Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne (recherches géomorphologiques), *École pratique des hautes études, Lab. Géomorphologie, Mém. n° 16*, 365 p.
- Vigneaux M., Allen G. P., Caralp M., Carbonel P., Castaing P., Cirac P., Dumon J. C., Gonthier E., Klingebiel A., Latouche C., Moyès J., Naudin J. J., Parra M., Peyrouquet J. P., Prud'homme E., Pujos-Lamy A., Pujos M.**, 1971. Bilan d'étude d'environnement marin et applications dans le Golfe de Gascogne, *Colloque International sur l'Exploitation des Océans*, Bordeaux, Thème III, t. II, 66 p., G 1-05.
- Vincent A., Kurc G.**, 1969. Les variations de la situation thermique dans le Golfe de Gascogne et leur incidence sur l'écologie de la pêche de la sardine en 1968, *Rev. Trav. Inst. Pêches Mar.*, **33**, 2, 203-212.