

Radiométrie de terrain pour le satellite SPOT sur un estuaire tropical

par

JEAN PAGES

*Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération (ORSTOM)
Centre de recherches océanographiques de Dakar Thiaroye (CRODT)
B.P. 2241, Dakar (Sénégal)*

Adresse actuelle
Centre ORSTOM
B.P. 5045, 34032 Montpellier Cedex (France)

BERNARD MOUGENOT

*Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération (ORSTOM)
Centre de Dakar-Hann
B.P. 1386, Dakar (Sénégal)*

Adresse actuelle
Centre ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93143 Bondy (France)

JEAN CITEAU

*Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération (ORSTOM)
Centre de recherches océanographiques de Dakar Thiaroye (CRODT)
B.P. 2241, Dakar (Sénégal)*

RESUME

L'estuaire "inverse" de la Casamance (Sénégal, Afrique de l'Ouest) a été étudié de 1984 à 1987, afin d'évaluer les relations entre l'environnement et les ressources halieutiques. Cet estuaire hypersalé présentait un gradient longitudinal prononcé des caractéristiques de l'eau, avec augmentation vers l'amont de la salinité, de la biomasse phytoplanctonique, de la matière organique dissoute et du coefficient d'atténuation verticale.

Une série de mesures de radiométrie de terrain (réalité de terrain pour des données du satellite SPOT) a permis d'établir des corrélations entre les caractéristiques ci-dessus et le signal radiométrique de l'eau. Le rapport des canaux 1 et 3 (H3/H1) donne les meilleurs résultats. Un traitement préliminaire des données satellitaires confirme la valeur de ce rapport de canaux (XS3/XS1) pour suivre la répartition spatiale des caractéristiques de l'eau.

Le rapport H3/H1 est également sensible à la profondeur de l'eau (Z), avec une relation de la forme $H3/H1 = a - b \log Z$. Les premiers résultats de l'exploitation des données satellitaires confirment l'importance relative des zones peu profondes dans les zones humides, qui interviennent dans le bilan hydrique de l'estuaire.

ABSTRACT

A multi disciplinary study of fisheries was carried out on the "inverse estuary" of the Casamance (Senegal, West Africa) between 1984 and 1987, during its hyperhaline phase. Along the 240 km of the tide-influenced part, water characteristics show a strong positive gradient from the sea upwards. We witnessed an increase of salinity (up to 172 ‰), of dissolved organic matter, and of phytoplankton chlorophyll.

Ground-truth radiometry measurements were carried out. Reflectances (Hi) in the three visible channels were correlated with the above water characteristics. Channel ratio H3/H1 gave the best results. The preliminary treatment of satellite digital counts (XSi) confirmed that channel ratio XS3/XS1 allows an assessment of the spatial distribution of water quality.

Channel ratio H3/H1 is also influenced by water depth (Z) following a relation $H3/H1 = a - b \log Z$. In the highly light-absorbing waters of the estuary, ground radiometry was useful in the 0.01 - 0.6 m depth range. Preliminary results of satellite data treatment confirmed the wide extent of swamps and other humid zones, which partake in the overall water budget.

INTRODUCTION

L'action favorable des estuaires et des marais côtiers sur les ressources halieutiques est bien connu [BOESCH & TURNER, 1984; SNEDAKER, 1989]. En dehors de l'effet du gradient de salinité, les estuaires agissent par leur bathymétrie et par la végétation des rives. Les zones peu profondes représentent un abri, protégeant les poissons de petite taille et les juvéniles [BLABER, 1985; ROZAS *et al.*, 1988]. Les apports nutritifs interviennent également. Dans le cas particulier des écosystèmes tropicaux, plusieurs travaux indiquent que les exportations par la mangrove ne sont pas négligeables dans le bilan trophique des eaux côtières [TWILLEY *et al.*, 1986; HARRIGAN *et al.*, 1989].

L'estuaire d'un petit fleuve côtier tropical, la Casamance, a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire menée par le CRODT (Centre de recherches océanographiques de Dakar-Thiaroye) entre 1984 et 1987. Cet "estuaire inverse" [PRITCHARD, 1967] est hypersalin depuis plusieurs années [BRUNET-MORET, 1970; LE RESTE, 1984], avec des conséquences adverses sur les ressources halieutiques [ALBARET, 1987]. Les zones marécageuses, fréquentes, sont d'accès malaisé et la télédétection semblait intéressante, dès le début de l'étude, dans une double application. D'une part, la bathymétrie joue un rôle déterminant dans le renforcement de l'hypersalinité. Il était donc utile d'obtenir des relevés bathymétriques détaillés, pour lesquels le satellite SPOT était le plus adéquat par sa bonne résolution. D'autre part, les populations locales pratiquent traditionnellement une pisciculture extensive dans les rizières conquises sur la mangrove [CHABOUD *et al.*, 1987]. Un inventaire général des sites pouvait être profitable à différents projets d'aquaculture, portant aussi bien sur les poissons que sur les huîtres ou les crevettes.

Nous présentons ici les résultats des travaux de réalité de terrain orientés vers la bathymétrie et la qualité de l'eau. La reconnaissance des différents thèmes terrestres et l'exploitation des données satellitaires elles-mêmes seront rapidement mentionnées, mais feront l'objet de publications ultérieures.

CADRE GENERAL DE L'ETUDE

L'estuaire de la Casamance est situé par 13°N (figure 1). Ses caractéristiques et son fonctionnement trophique ont été décrits par ailleurs [PAGES *et al.*, 1987]. Nous rappellerons ici quelques traits pertinents.

Climat et géographie

Le climat est sub-guinéen, avec une seule saison des pluies. Le bilan hydrique est fortement déficitaire dans la phase actuelle de sécheresse qui concerne tout le Sahel depuis environ 1970 [LAMB *et al.*, 1986]. Les

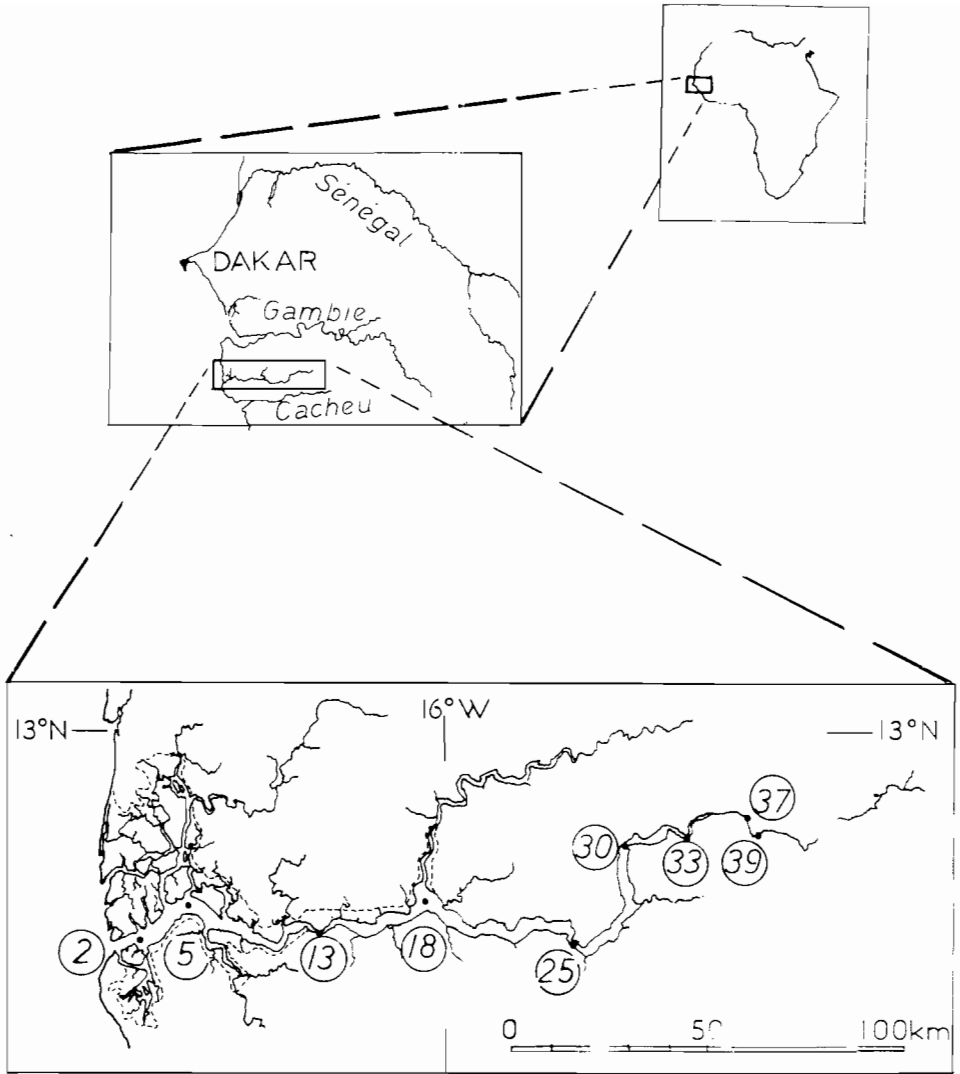


FIGURE 1 : Carte de situation de la Casamance et emplacement de quelques stations.

précipitations annuelles sont de 1 000 mm environ, alors que l'évaporation est de 1 600 mm par an en moyenne.

Le relief de toute la région est faible. L'estuaire de la Casamance est une ria, dont la portion aval, sur plus de 60 km, est constituée de vastes marécages colonisés par la mangrove. Les eaux libres ont une largeur de 1 à 10 km, sans compter les multiples canaux parcourant la mangrove. Les bancs de vase et les hauts-fonds sont nombreux. Dans la partie amont, la largeur du chenal principal se réduit. C'est ainsi que, à 220 km de la mer, les eaux libres font 20 à 40 m de largeur et sont bordées de vasières à *Phragmites australis*.

Physico-chimie des eaux (figure 2)

La marée, semi-diurne, est encore sensible à 230 km de la mer (station n° 37). Les courants de marée sont assez forts en aval ($1,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en jusant) et maintiennent les sédiments en suspension.

L'hydroclimat est dominé par le confinement sous climat sec. La sursalure en est la conséquence la plus perceptible. Un pic de salinité est toujours présent, analogue au "bouchon salin" observé dans d'autres estuaires tropicaux [WOLANSKI, 1986]. La salinité, au niveau de ce maximum, passe de 50 ‰ en fin de saison des pluies à 120-150 ‰ en fin de saison sèche. L'année 1986 fut exceptionnelle, avec une salinité extrême de 180 ‰. La salinité au maximum (S_M) et la position de ce maximum (repérée par sa distance à la mer (D) en km) sont liées [PAGES & DEBENAY, 1987] :

$$\ln S_M = \ln(527) - 0,46 \ln(240 - D).$$

La biomasse phytoplanctonique, estimée par la concentration en chlorophylle, (B) (en $\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$; sans correction des phéopigments), est de 10 $\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ dans la portion aval et médiane. Elle augmente dans l'amont jusqu'à 100-300 $\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$. Le coefficient d'atténuation due au phytoplancton (K_b) (calculé avec une atténuation spécifique de $0,016 \text{ mg}^{-1} \cdot \text{m}^2$) [BANNISTER, 1974; KIRK, 1983; WEIDEMANN & BANNISTER, 1986] peut atteindre 3 m^{-1} en amont.

L'atténuation verticale de la lumière, (K_d) (mesurée *in situ*, entre 400 et 700 nm) est assez élevée dans tout l'estuaire. Les valeurs les plus fortes sont observées en amont ($K_d = 2 - 5 \text{ m}^{-1}$). Aucune tendance saisonnière significative n'est apparente. Les profondeurs de disque de Secchi (SD) sont de l'ordre de 1 m dans la portion médiane; elles diminuent vers l'amont jusqu'à 0,3-0,5 m. En aval, les valeurs de SD varient entre 0,5 et 2,0 m selon la marée.

L'absorption de la lumière par l'eau et les substances dissoutes a été mesurée en laboratoire sur des échantillons filtrés. L'absorption à une longueur d'onde donnée (375 nm par exemple) est un estimateur de la concentration en matière organique dissoute (MOD) [DAVIES-COLLEY & VANT, 1987]. Dans la portion aval et médiane, cette absorption est modérée ($A_{375} = 0,5 - 1,0 \text{ m}^{-1}$), mais elle augmente en amont ($A_{375} = 5,0 \text{ m}^{-1}$). Nous pouvons calculer le coefficient d'atténuation due à la MOD et à l'eau (K_w) par intégration du spectre

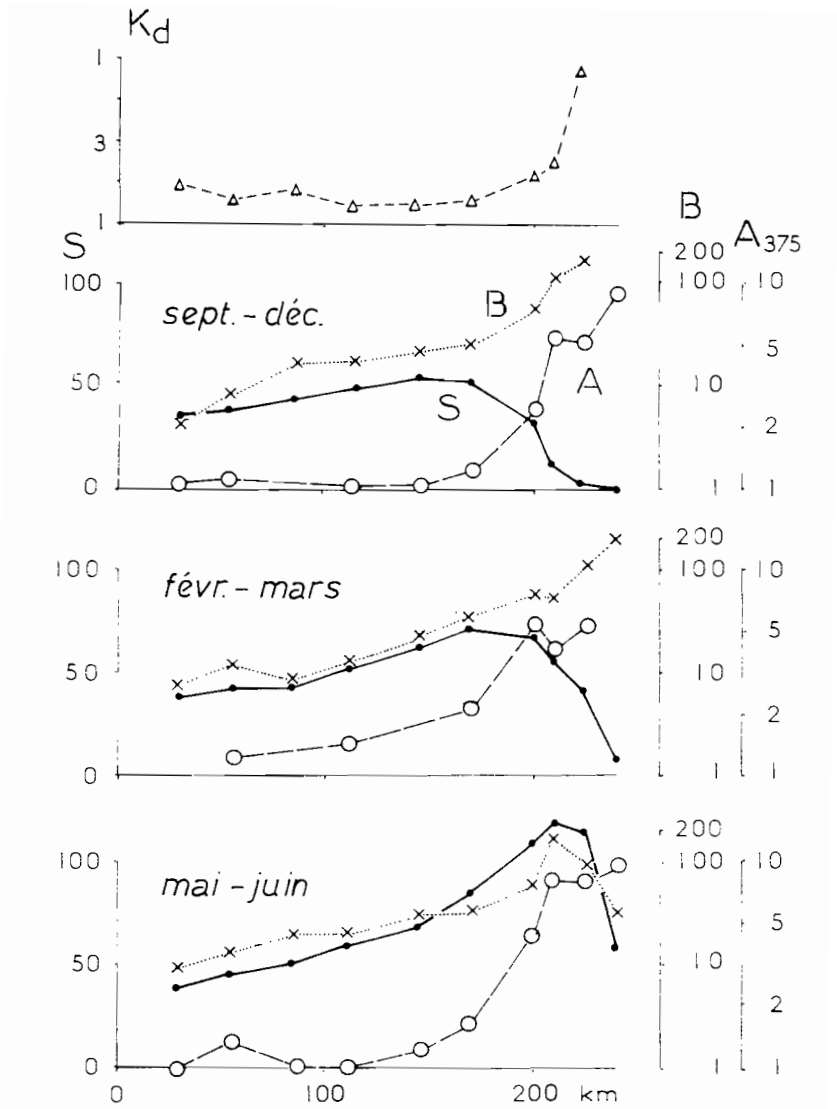


FIGURE 2: Distribution géographique des caractéristiques de l'eau le long de l'estuaire (distance à la mer en abscisses). En haut, coefficient d'atténuation verticale (K_d , en m^{-1} ; Δ - - Δ), moyennes 1984-1987. Les trois autres schémas sont des moyennes saisonnières de salinité (S, en $g \cdot kg^{-1}$; \bullet - \bullet), de chlorophylle (B, en $\mu g \cdot l^{-1}$; $\times \cdots \times$), et de MOD (estimée par l'absorption de la lumière (A_{375} , en m^{-1} ; \circ - - \circ). Les trois subdivisions saisonnières correspondent respectivement à la fin de la saison des pluies, au milieu de la saison sèche et à la fin de la saison sèche.

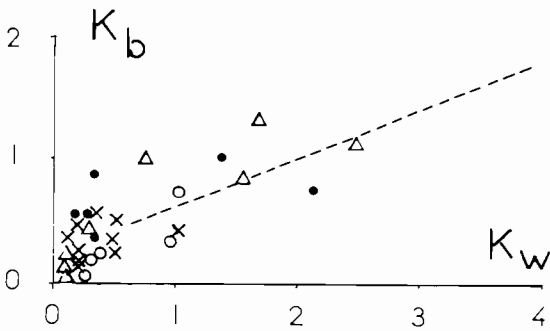
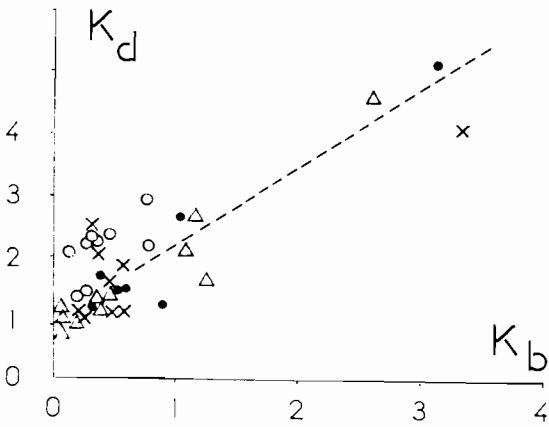
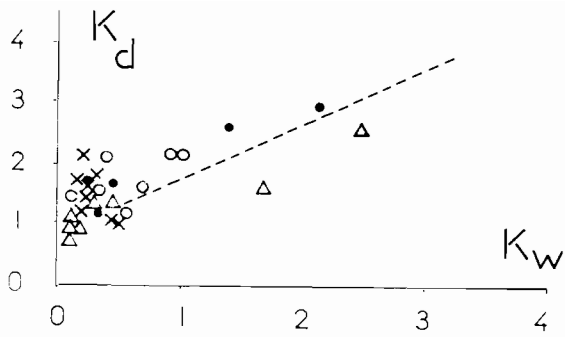


FIGURE 3 : Corrélations entre les caractéristiques optiques des eaux : coefficient d'atténuation verticale *in situ* (K_d), atténuation due aux substances dissoutes (K_w) et au phytoplancton (K_b), tous coefficients exprimés en m^{-1} . Les mesures ont été effectuées en octobre 1986 (.), novembre 1986 (x), mars 1987 (o) et mai 1987 (Δ).

d'absorption entre 400 et 700 nm. Nous obtenons des valeurs de $K_w = 0,2 \text{ m}^{-1}$ en aval, et de $K_w = 2,0 \text{ m}^{-1}$ en amont.

L'évolution parallèle des différentes caractéristiques optiques de l'eau (figure 3) peut être décrite par les corrélations suivantes (toutes significatives à plus de 99 %) :

	r	n	
$K_b = 0,21 + 0,42 K_w$	0,74	37	(R 1)
$K_d = 0,90 + 1,27 K_b$	0,73	48	(R 2)
$K_d = 0,85 + 0,90 K_w$	0,65	42	(R 3)
$K_d = 0,81 + 1,0 K_b + 0,4 K_w$	$r^2 = 0,50$	36	(R 4)

La répartition de ces divers paramètres est également liée à celle de la salinité. En utilisant les moyennes saisonnières (figure 2), la valeur absolue du gradient spatial de salinité (dS/dD) présente une corrélation (corrélation de rang de Spearman) significative à 95 % avec le gradient de la MOD (dA_{375} / dD) aux trois saisons. La corrélation de dS/dD avec le gradient de chlorophylle, dB/dD , n'est pas toujours significative.

MATERIEL ET METHODES

Les mesures de réalité de terrain en radiométrie ont été faites au cours de 4 missions entre septembre 1986 et mai 1987, donc couvrant une saison sèche complète. Nous avons employé un radiomètre CIMEL CE 310, opérant dans les trois canaux de SPOT : XS1 : 500-590 nm; XS2 : 610-680 nm; XS3 : 790-890 nm. La réflectance H_i dans les trois canaux est obtenue par lecture directe, après comparaison automatique entre l'éclairement (au zénith) et la luminance (au nadir). La tête d'éclairement mesure la lumière diffuse dans un angle de 15° . Les capteurs étaient maintenus à 1,5 m au-dessus du sol (ou de l'eau). L'ouverture des capteurs de luminance (12°) correspond alors à un champ de visée au sol d'environ 0,3 m de diamètre. Les profils "bathymétrie" étaient réalisés à pied, en se déplaçant perpendiculairement au rivage. La profondeur de l'eau sous le capteur (de 5 mm à 80 cm environ) était mesurée au moyen d'une règle tenue verticalement.

Les scènes SPOT employées ont été acquises en octobre 1986 (donc en fin de saison des pluies) : scènes 23-324,325 et 24-325 le 12 octobre, scènes 25-324,325 le 18 octobre. Nous avons utilisé les comptes numériques bruts (XSi) sans correction des effets atmosphériques.

RESULTATS

Qualité des eaux et signal radiométrique

Radiométrie de terrain

Dans chaque canal pris séparément, les valeurs de réflectance (H_i) varient peu sur un trajet entre l'aval et l'amont de l'estuaire. H_1 et H_2 montrent une tendance (non statistiquement significative, selon le test de rang de Spearman) à diminuer vers l'amont, tandis que H_3 augmente (figure 4). Le rapport H_3/H_1 augmente, parfois de façon significative, vers l'amont.

En comparant ce rapport avec les caractéristiques des eaux, nous obtenons une série de corrélations très hautement significatives, tant pour chaque paramètre isolément que pour leurs combinaisons (tableau 1).

TABLEAU 1 : *Corrélations du rapport de canaux H_3/H_1*

	r	n	
Avec la biomasse			
$H_3/H_1 = 0,20 + 0,18 K_b$	0,58	38	(R 5)
Avec la MOD			
$H_3/H_1 = 0,17 + 0,18 K_w$	0,64	31	(R 6)
Avec l'atténuation verticale <i>in situ</i>			
$H_3/H_1 = 0,13 + 0,13 K_d$	0,65	49	(R 7)
Corrélations multiples (n = 31)		r²	
$H_3/H_1 = 0,23 + 0,12 K_b + 0,09 K_w$		0,23	(R 8)
$H_3/H_1 = 0,15 + 0,05 K_w + 0,10 K_d$		0,36	(R 9)
$H_3/H_1 = 0,15 + 0,02 K_b + 0,11 K_d$		0,35	(R 10)
$H_3/H_1 = 0,15 + 0,02 K_b + 0,05 K_w + 0,10 K_d$		0,34	(R 11)
N.B. Toutes corrélations significatives à 99 %, sauf R8, à 95 %			

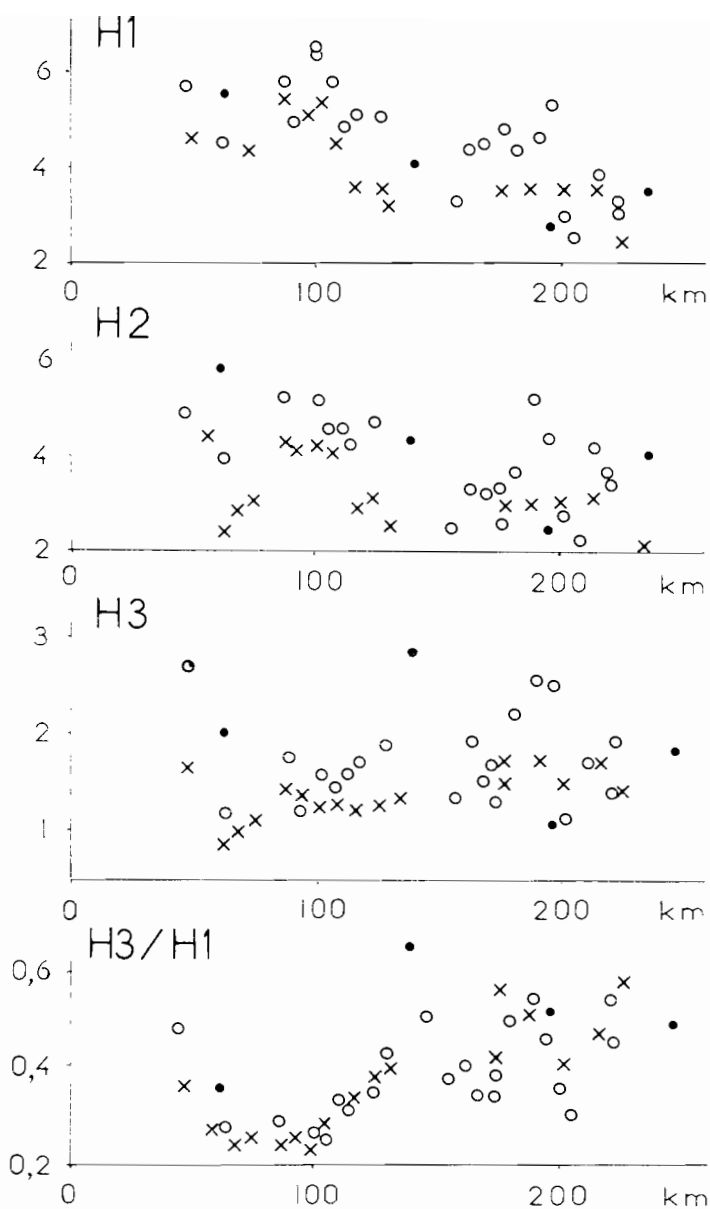


FIGURE 4: Distribution des réflectances des "eaux profondes" en radiométrie de terrain le long de l'estuaire (distance à la mer en abscisses). Nous distinguons les mesures effectuées en octobre 1986 (·), en novembre 1986 (x) et en mars 1987 (o).

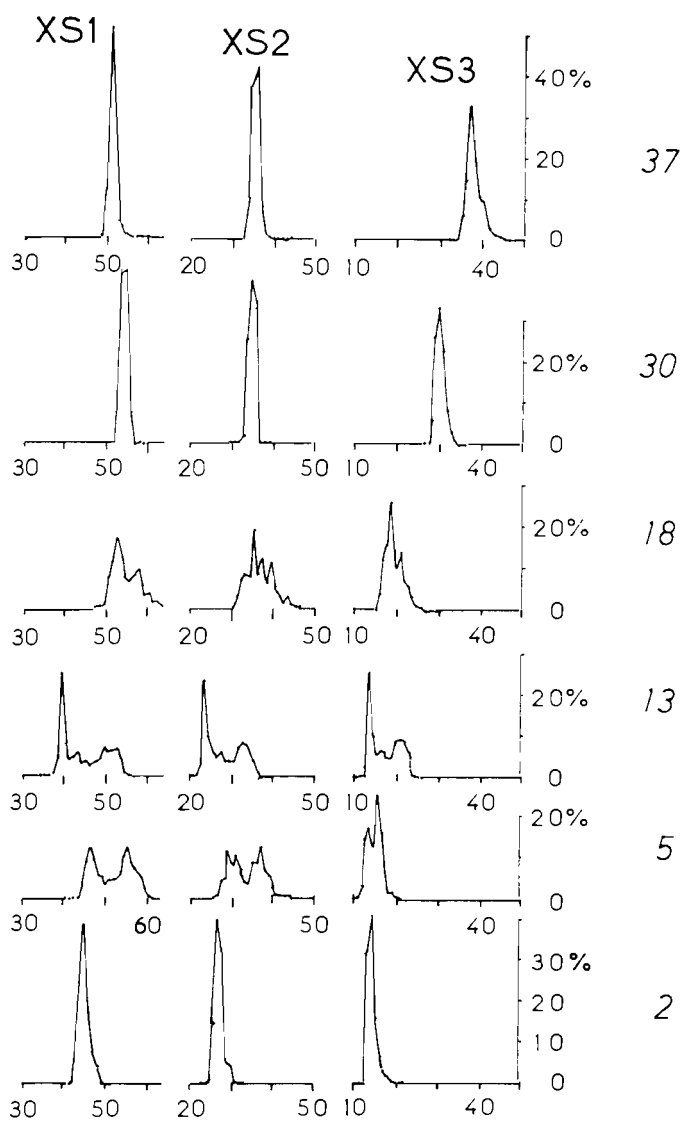


FIGURE 5: Quelques exemples d'histogrammes du signal "eau profonde" le long de l'estuaire dans les trois canaux du satellite SPOT. En abscisses sont reportés les comptes numériques bruts, en ordonnées les fréquences. Les chiffres en italique sont les numéros de station.

Données satellitaires

Pour évaluer l'effet de la qualité des eaux sur les signaux, nous avons sélectionné des portions d'image sur des zones que nous savions, par nos relevés de terrain, profondes de plus d'un mètre.

Au niveau des canaux individuels, la comparaison de la réflectance des eaux le long de l'estuaire est compliquée par de fortes variations des comptes numériques entre les deux séries du 12 et du 18 octobre. Un décrochement net existe entre les deux séries, surtout pour XS1 et XS2. Dans la série du 18 octobre, les comptes numériques XS3 tendent à croître d'aval (station 25) en amont (station 38). Toujours en considérant les trois canaux séparément, nous voyons que le signal de l'eau libre présente un histogramme unimodal, avec un pic étroit, en amont. En aval, le pic s'élargit et l'histogramme devient fréquemment bimodal (figure 5). Nous attribuons cette déformation au signal des particules minérales en suspension.

Le rapport de canaux XS3/XS1 présente un décrochement, en une même station (station 25), entre les deux séries du 12 et du 18 octobre, passant de 0,49 à 0,41. La différence d'instrument d'acquisition (HRV2 pour la scène 24-325, HRV1 pour les autres) est sans doute une des causes majeures de ce décrochement. Cependant, l'évolution sur l'ensemble de l'estuaire est significative (test de rang de Spearman) : XS3/XS1 diminue vers l'aval, passant de 0,8 (station 38) à 0,3 (station 5). Au stade actuel de l'exploitation des données, nous pouvons vérifier que XS3/XS1 suit bien les variations géographiques des caractéristiques de l'eau, du moins dans leur tendance générale (figure 6). Cependant, cette relation n'est pas linéaire, mais présente une "saturation" aux fortes valeurs de chlorophylle (B) ou de MOD. A titre indicatif, nous avons calculé les corrélations suivantes (significatives à 99%) :

$$\begin{array}{lll} \text{XS3/XS1} = 1,21 + 0,40 \ln A_{375} & (r=0,96; n = 12) & \text{(R12)} \\ \text{XS3/XS1} = -0,06 + 0,18 \ln B & (r=0,92; n = 9) & \text{(R13)} \\ \text{XS3/XS1} = 0,34 + 0,37 \ln K_d & (r=0,96; n = 9) & \text{(R14)} \end{array}$$

Bathymétrie et signal radiométrique

Radiométrie de terrain

En considérant séparément les trois canaux, nous voyons que la réflectance diminue quand la profondeur de l'eau augmente (figure 7) avec un effet plus marqué en H3 et, de façon prévisible, sur les fonds clairs. La variation de réflectance en fonction de la profondeur de l'eau (Z) doit suivre, selon la théorie (voir discussion), une loi de la forme $\ln H_i = \ln R_b - 2 K_o Z$ (équation 1) où R_b est la réflectance du fond et K_o le coefficient d'atténuation verticale (scalaire) de l'eau. Pour chacun des profils bathymétriques réalisés, les corrélations sont souvent peu significatives et la pente de la relation est très variable. La couleur du fond a un effet : dans le canal 1 (le plus représentatif de l'absorption de l'eau dans la fenêtre 400-700

nm), nous obtenons pour les fonds clairs et les fonds sombres les deux relations respectives :

clairs : $\ln H1 = \ln 9,5 - 0,86 Z$ ($r = -0,52, n = 37$) ($P = 99\%$)

sombres : $\ln H1 = \ln 3,7 - 0,97 Z$ ($r = -0,35, n = 28$) ($P < 90\%$, n.s.)

(n.s. : non significatif)

Cependant, dans le cas d'une application satellitaire, cette couleur serait a priori inconnue. Nous avons donc calculé une relation générale entre réflectances et profondeur de l'eau; pour l'ensemble des profils bathymétriques, nous obtenons :

$$\ln H1 = \ln 6,8 - 0,65 Z \quad (r = -0,41, n = 65) (P = 99\%) \quad (R15)$$

Si nous considérons maintenant le rapport de canaux H3/H1, nous voyons qu'il diminue quand la profondeur de l'eau augmente (figure 8). En utilisant à nouveau la forme mathématique théorique, nous obtenons pour les différents profils bathymétriques des corrélations plus satisfaisantes qu'avec les trois canaux pris séparément et les variations sont plus réduites. Sur l'ensemble des profils, nous obtenons :

$$\ln (H3/H1) = \ln 1,45 - 2,87 Z \quad (r = -0,87, n = 70) (P > 99\%) \quad (R16)$$

et, en éliminant les fonds clairs, nous avons une équation très comparable :

$$\ln (H3/H1) = \ln 1,47 - 2,63 Z \quad (r = -0,88, n = 52) (P > 99\%) \quad (R16')$$

L'utilisation du rapport de canaux permet donc de diminuer fortement l'effet de la couleur du sédiment. Cependant, un examen du graphique de H3/H1 en fonction de Z montre que la forme ci-dessus ($\ln H3/H1 = f(Z)$; figure 8 A) représente mal les phénomènes dans les eaux très peu profondes. Une transformation logarithmique sur la variable Z, et non sur la fonction H3/H1, décrit mieux les eaux peu profondes (figure 8 B) :

$$H3/H1 = 0,1 - 0,37 \ln Z \quad (r = -0,91, n = 52) (P > 99\%) \quad (R17)$$

Sans définir de limites de confiance, nous voyons (figure 8 B) que, pour une valeur donnée de H3/H1, l'incertitude sur Z (quelle qu'en soit la cause) est de l'ordre d'un facteur 2.

Nous pouvons remarquer que les terrains émergés donnent des signaux assez différents selon leur humidité. Le sol humide (humidifié par capillarité) ou mouillé (pellicule d'eau de 1 mm ou moins) a généralement une valeur maximale de H3/H1 (de 1,7 à 2,7, selon la couleur); les sols secs présentent des valeurs légèrement plus faibles (1,5 à 2,2) (figure 8 B).

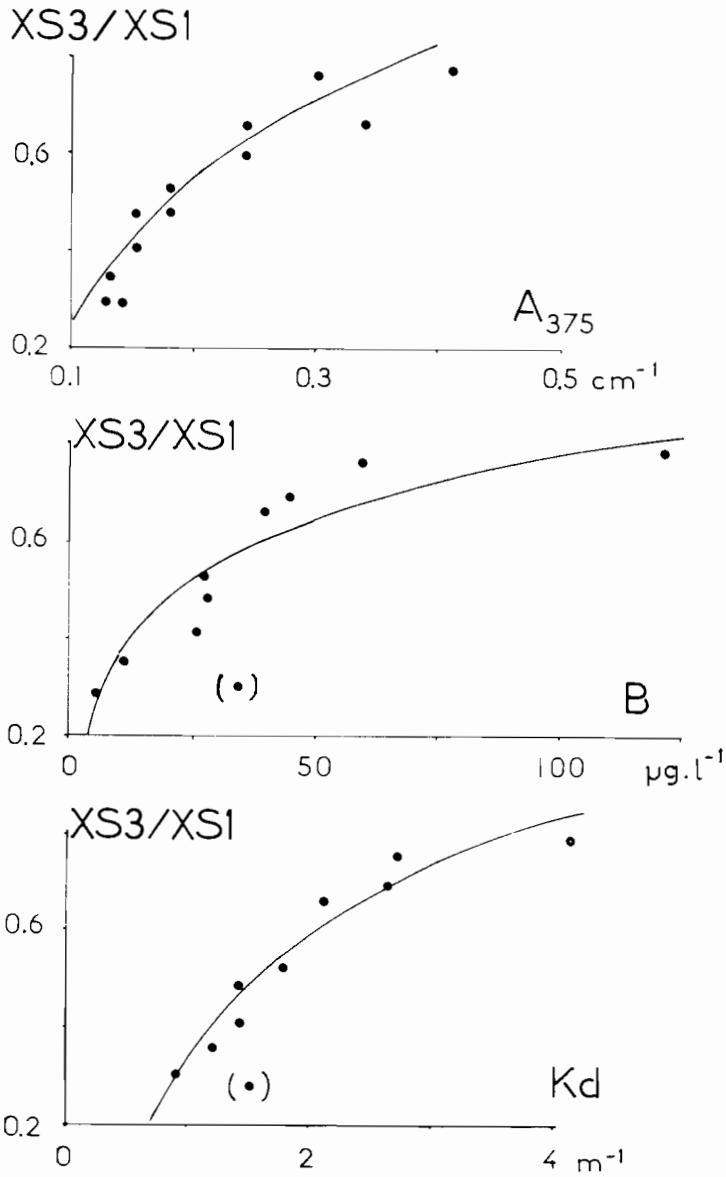


FIGURE 6: Relation entre les données satellitaires (rapport des comptes numériques bruts) et les caractéristiques des "eaux profondes" : absorption de la lumière dans l'ultraviolet (estimateur de la MOD), concentration en chlorophylle et coefficient d'atténuation verticale. Le point entre parenthèses correspond à une eau d'aval, chargée en sédiments et n'est pas inclus dans les corrélations (R12-R14).

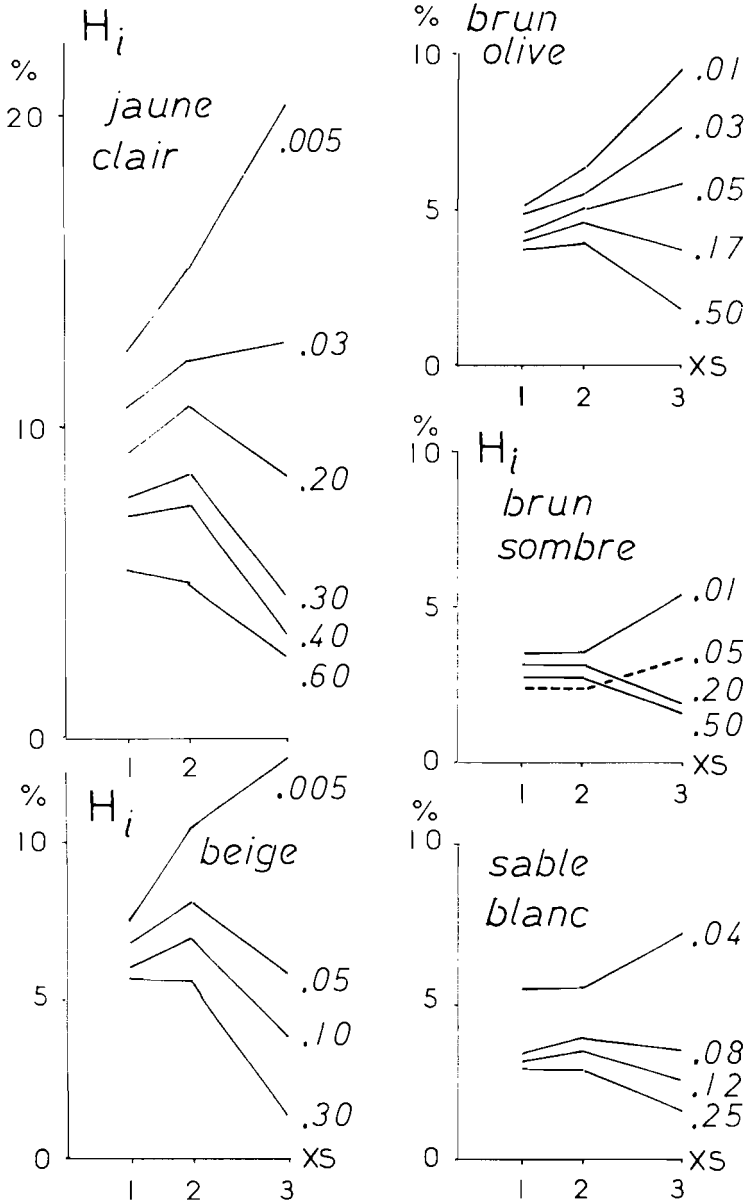


FIGURE 7 : Signatures obtenues en radiométrie de terrain sur des eaux de profondeur décroissante (profondeur, en m, en italiques). Des sédiments de couleur différente donnent des signatures différentes.

Données satellitaires et bathymétrie

Nous avons jusqu'ici traité prioritairement la portion extrême amont, où la marée n'agit plus sur le niveau de l'eau, et la portion aval, où nous connaissons facilement l'état de la marée. Dans les deux cas, nous avons distingué en première approximation trois thèmes : le thème "eau profonde" ($Z > 0,6$ m), le thème "hauts-fonds" ($0,6 > Z > 0,02$ m), et le thème "marécages". L'ensemble de ces trois thèmes compose les zones humides (par opposition aux zones exondées en permanence), qui doivent être prises en compte dans le bilan hydrique. Ces trois thèmes donnent des signaux XS3/XS1 différents.

Dans la portion amont, nous avons vu que les caractéristiques des eaux présentent un fort gradient spatial (figure 2). Le thème "eau profonde" a donc des bornes variables que nous avons définies à la fois par les liaisons entre le signal XS3/XS1 et B (concentration en chlorophylle) et d'après notre connaissance du terrain. La borne supérieure du rapport XS3/XS1 pour les "eaux profondes" passe ainsi de 0,59 à 0,74 entre les stations n° 33 et n° 39, sur une distance de 30 km. Ces "eaux profondes" ne représentent que 15 à 30 % des surfaces humides totales. Les "marécages" couvrent de 30 à 50 % des surfaces humides.

Dans la portion aval, à l'heure de prise de vue, la marée était proche de l'étalement de basse mer, selon les tables de marée du Service hydrographique. Des comparaisons ponctuelles sur des zones connues indiquent que la classe "eau profonde" est délimitée par $XS3/XS1 \leq 0,30$. La classe "hauts-fonds" est définie par $0,31 < XS3/XS1 < 0,47$, correspondant à $0,5 \text{ m} > Z > 0,01 \text{ m}$ (figure 9).

DISCUSSION

Traitement des signaux radiométriques

En radiométrie de réalité de terrain, nous avons été amenés à choisir le rapport de canaux H3/H1 uniquement par inspection des données sans a priori, et après essai de différentes autres combinaisons. Nous sommes conscients de l'existence d'autres traitements possibles, dont l'"index de chromaticité" [LINDELL *et al.*, 1986] ou la transformation de Kauth-Thomas [HODGSON *et al.*, 1987]. Ces combinaisons, ou traitements, se justifient pour certains objectifs ou avec certains capteurs. Dans le cas présent, nous avons pu constater qu'une combinaison très simple était adéquate pour nos objectifs bien déterminés, à la fois sur les mesures de terrain et sur les données satellitaires.

Nous avons indiqué que les données satellitaires ont, jusqu'ici, été employées sans essai de correction des effets atmosphériques. L'erreur introduite peut être importante, surtout dans les grandes longueurs d'onde du canal 3, où le signal de l'eau peut représenter moins de 10 % du signal total [STURM, 1981]. Notre emploi d'un rapport de canaux réduit certaines des variations ou des erreurs instrumentales, mais ne peut supprimer les effets atmosphériques.

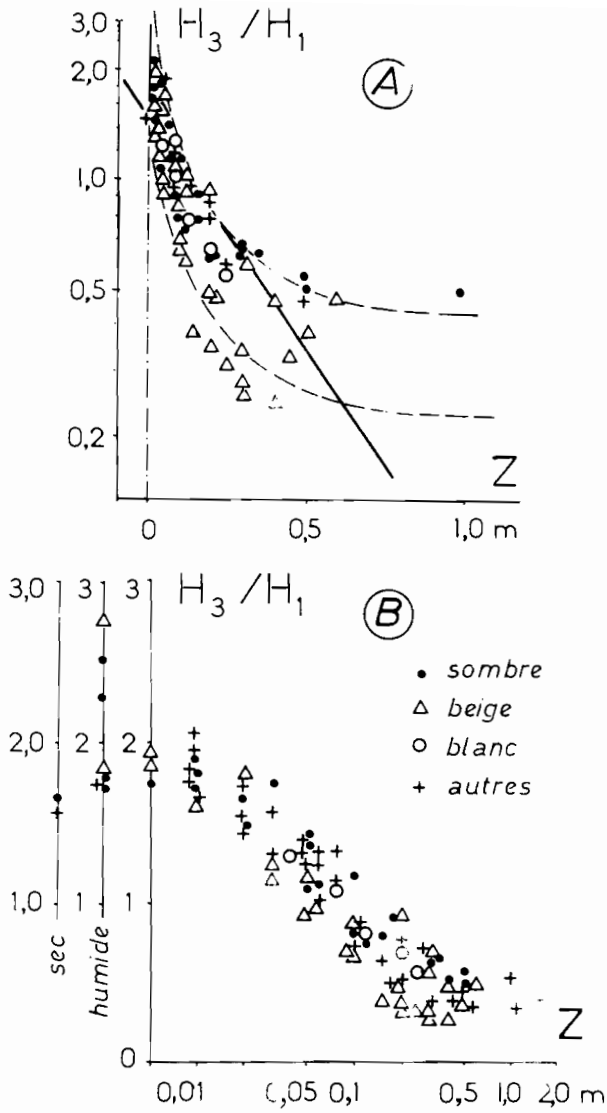


FIGURE 8 : Diminution du rapport de canaux H_3/H_1 , en radiométrie de terrain, pour une profondeur croissante de l'eau. En A : coordonnées conformes à la théorie et droite de corrélation (équation R16). En B : utilisation de la forme mathématique inverse.

Qualité des eaux "profondes" et radiométrie

La détermination des caractéristiques des eaux par télédétection est désormais classique. La concentration en chlorophylle est un des paramètres les plus fréquemment mesurés, soit pour la surveillance d'un écosystème continental [RITCHIE & COOPER, 1987], soit pour l'estimation de la production primaire, aussi bien en milieu lacustre [LEMOALLE, 1979] qu'en milieu océanique [PLATT *et al.*, 1988]. Le recours à deux longueurs d'onde est également fréquent [STURM, 1981], surtout dans le cas où les particules minérales sont abondantes [STUMPF & PENNOCK, 1989]. La matière organique dissoute est fortement absorbante dans l'ultra violet [DAVIES-COLLEY & VANT, 1987], mais peut aussi interférer avec le signal de la chlorophylle [CARDER *et al.*, 1989].

Dans l'estuaire de la Casamance, les eaux de type 1 (comme défini par ROBINSON, 1985) sont pratiquement absentes. Les eaux de l'amont sont de type 2 avec un effet important de la MOD, donc du type G (GA) défini par KIRK [1983], tandis que l'aval présente des eaux de type T [KIRK, 1983], à forte concentration en solides inorganiques. Dans les eaux d'amont, nous avons mentionné que l'absorption verticale *in situ* (K_d) est due à la fois à la MOD (K_w) et au phytoplancton (K_b), celui-ci ayant un "poids" double de celui de la MOD (voir régression R4). Inversement, en radiométrie de terrain, le rapport H3/H1 est plus affecté par la MOD que par la chlorophylle, d'après les coefficients respectifs de K_b et K_w dans les corrélations multiples (voir tableau 1, régressions R 9 et R 11). Nous disposons pour l'instant de trop peu de données satellitaires pour tenter une comparaison similaire.

Radiométrie et bathymétrie

L'emploi des techniques de télédétection dans la détermination de la bathymétrie des eaux côtières n'est pas récent [STURM, 1981]. Le problème le plus fréquemment mentionné est celui de la pénétration de la lumière, et donc de la "portée" de la technique [JOHNSON & MUNDAY, 1983]. Dans le cas présent, notre intérêt était centré sur la bathymétrie des zones les moins profondes, à $Z < 0,6$ m, qui restaient inaccessibles aux sondages acoustiques traditionnels. La forte absorption de la lumière par les eaux de la Casamance ne semblait donc pas devoir être un problème. A l'usage, nous avons vu qu'une profondeur optique "infinie" était justement atteinte (pour le rapport H3/H1) vers 0,6 m.

Il demeure cependant deux groupes de problèmes, l'un lié à la forme mathématique de la relation et l'autre touchant à l'application satellitaire.

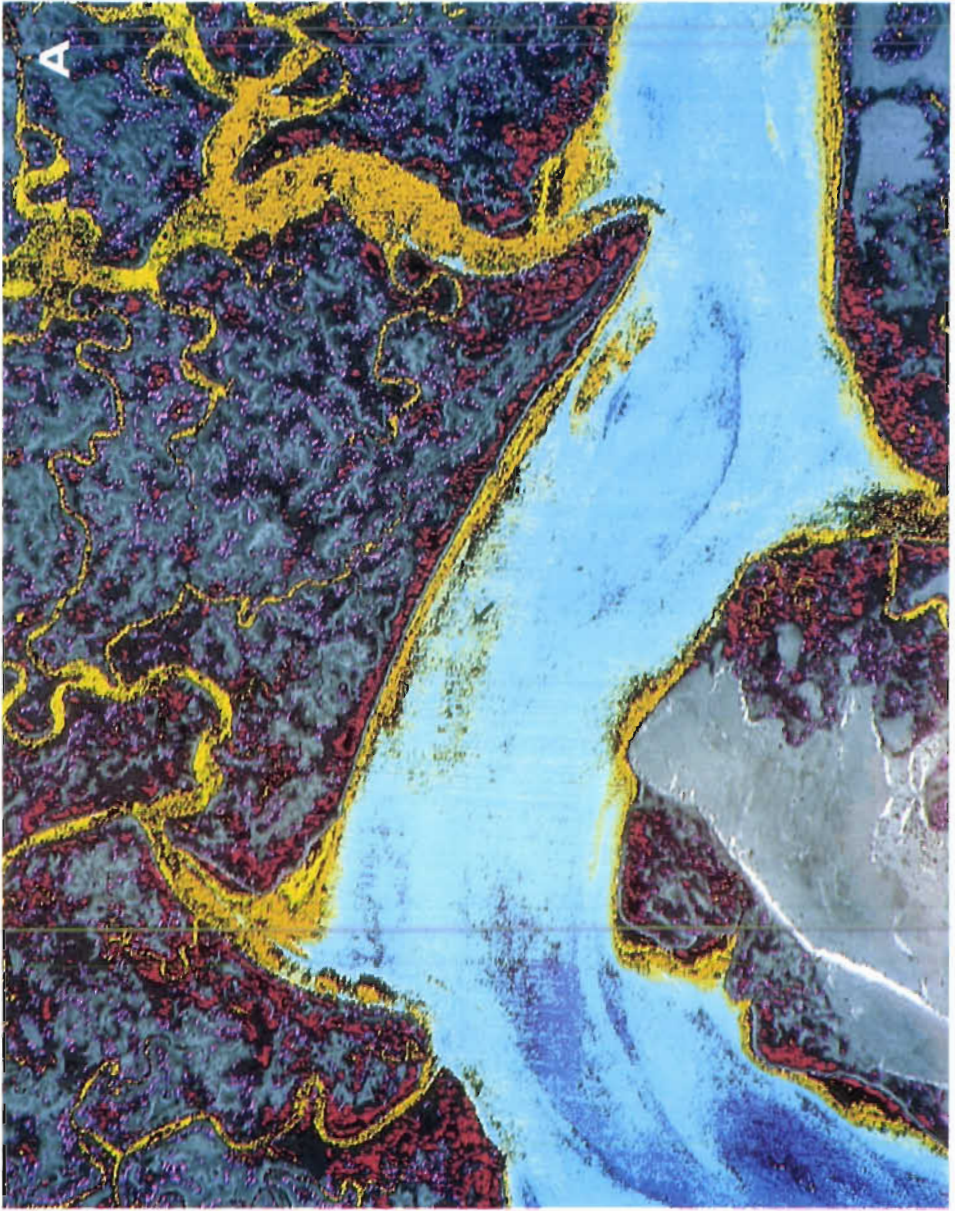
Forme mathématique

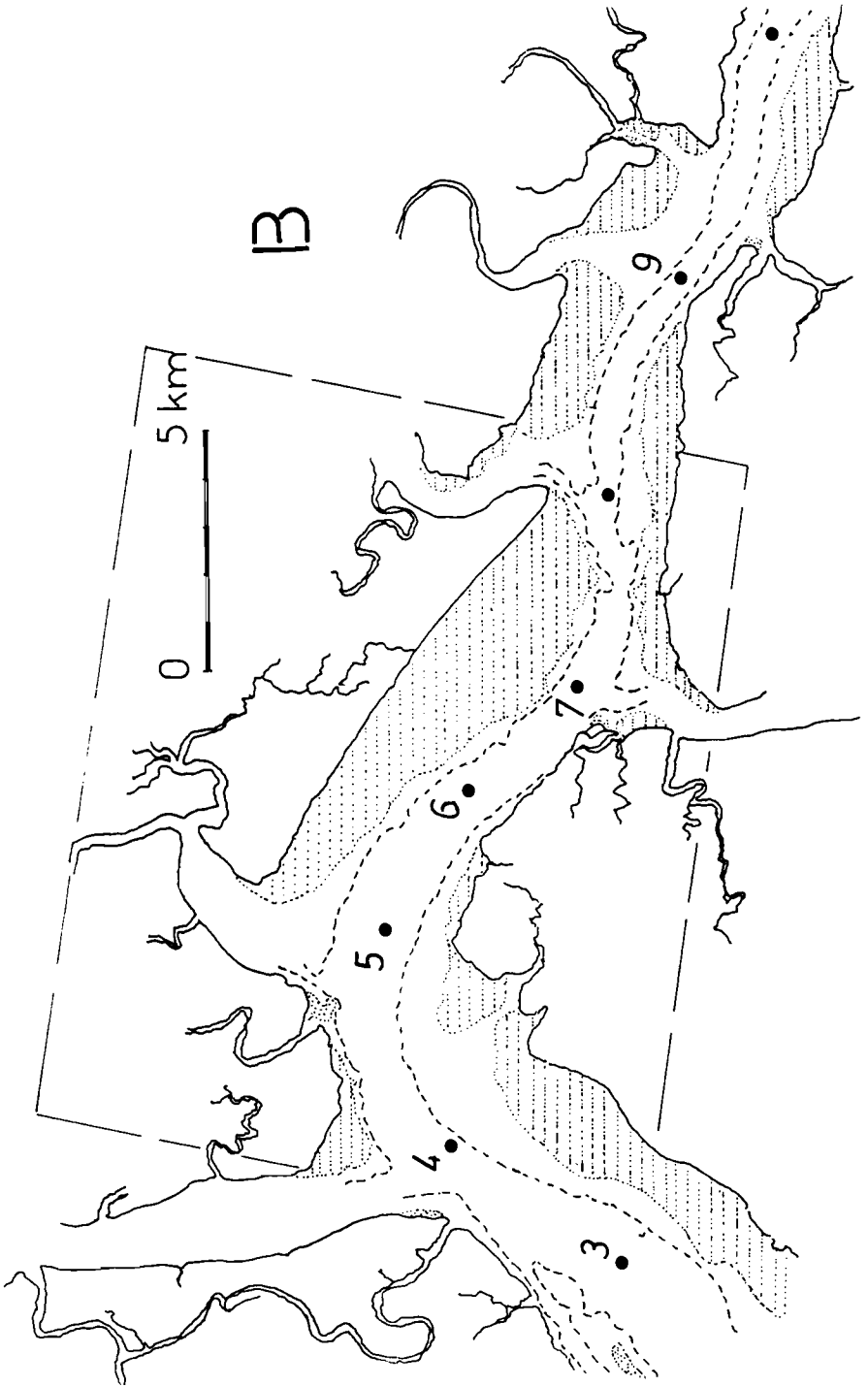
La théorie de la propagation de la lumière dans l'eau [KIRK, 1983] prédit que la réflectance d'une eau, en présence d'un fond encore visible, devrait dépendre de la profondeur de cette eau suivant l'équation 1 (voir "Radiométrie de terrain"). Cette forme mathématique, $\ln H_i = f(Z)$, est

FIGURE 9 : Illustration de l'exploitation des données satellitaires.

A : Traitement d'une scène SPOT (voir en B pour la localisation) par emploi du rapport de canaux XS3/XS1. La palette de fausses couleurs a été choisie arbitrairement pour faire ressortir les eaux "profondes" (différentes nuances de bleu) et les hauts-fonds (en jaune).

B : Situation de la scène (cadre en tiretés fins), avec emplacement des stations pour faciliter le repérage. Les profondeurs inférieures à 0,5 m sont en pointillés ; l'isobathe 5 m est indiquée en pointillé. Schéma d'après la carte 6137 du Service hydrographique de la Marine.





retrouvée dans la littérature, aussi bien pour une seule longueur d'onde [SPITZER & DIRKS, 1986] que pour un rapport de canaux [JOHNSON & MUNDAY, 1983]. Cependant, appliquée à nos mesures de terrain, cette forme aboutit à deux problèmes. Le premier tient à l'ajustement visuel de l'ensemble des données (figure 8), surtout pour les eaux les moins profondes et pour les fonds clairs. La forme mathématique inverse, $H_i = (\ln Z)$ (voir régression R 17) permet un meilleur ajustement pour l'ensemble des données. L'inconvénient – jusqu'ici mineur – de cette forme est que nous ne pouvons pas extrapoler la relation à profondeur nulle. Nous avons relevé que l'incertitude sur Z , pour une valeur donnée de H_3/H_1 , est d'un facteur 2. Cette estimation est obtenue par inspection de la distribution des données expérimentales. Dans l'état actuel de l'étude, et compte tenu des interrogations quant à la forme même de la relation, il ne nous semble pas utile de pousser plus avant l'analyse et de définir des limites de confiance.

Le second problème tient à la signification de la pente de la relation "théorique". Nous avons mentionné que la comparaison de l'équation 1 et de la régression expérimentale (R 15 par exemple) indique un coefficient d'atténuation verticale (K_d) d'environ $0,4 \text{ m}^{-1}$, alors que les coefficients mesurés *in situ* étaient $K_d \approx 1-2 \text{ m}^{-1}$. Ce désaccord peut être relié à deux faits. D'une part, chaque profil bathymétrique de vérité de terrain portait sur 4 à 6 mesures; les pentes des régressions de H_i sur Z ont donc des limites de confiance très larges et ne sont généralement pas significativement différentes d'un profil à l'autre. D'autre part, les eaux étudiées lors des trois missions de terrain présentaient une gamme réduite de valeurs de K_d . Cette base étroite, superposée à la variabilité des fonds, justifie le désaccord observé. Il appert que nos mesures, sur des eaux naturelles, doivent être complétées par une étude sur des systèmes expérimentaux artificiels.

Applications satellitaires

Quelques contrôles ponctuels, sur des zones bien connues quant à leur bathymétrie, ont comparé les profondeurs réelles et celles déterminées à partir des données satellitaires. Compte tenu des diverses sources d'incertitude (profondeur réelle moyenne sur le pixel, entre autres), l'accord semble satisfaisant (figure 9), mais devra être confirmé pour tous les types d'eau.

Dans la portion médiane de l'estuaire que nous n'avons pas abordée ici, la vérification sera compliquée par les facteurs liés à la marée. La propagation de l'onde de marée moyenne a été mesurée dans le chenal principal [BRUNET-MORET, 1970], mais elle est mal connue dans les chenaux de mangrove. Il faudra cependant déterminer l'état de la marée et le niveau de l'eau, en chaque point.

Dans les applications préliminaires présentées ici, nous avons délimité trois grandes classes de profondeurs. Nous avons ainsi pu préciser la distribution des hauts-fonds et des marécages. Ce point s'était révélé important pour des simulations numériques du fonctionnement et du bilan hydrique de la portion amont de l'estuaire [PAGES &

DEBENAY, 1987]. Les résultats finals seront utilisés dans une modélisation fine, visant à relier la pluviométrie à la salinité du fleuve.

CONCLUSION

Les eaux de la Casamance présentent de fortes valeurs des coefficients d'atténuation lumineuse. Nous avons pourtant vu que la télédétection peut être employée dans un tel environnement. Les relations obtenues, par nos mesures de terrain, entre le signal optique et les caractéristiques des eaux sont certes spécifiques à ce milieu particulier. Mais il se confirme que la télédétection fournit des indications sur la bathymétrie et l'hydroclimat.

Dans le domaine aquatique, les liaisons entre les ressources halieutiques et l'environnement sont complexes, mais des relations du type "boîte noire" peuvent exister. Ainsi, l'indice morpho-édaphique peut, moyennant quelques précautions, donner une bonne indication de la productivité d'un écosystème [KERR & RYDER, 1988; SCHNEIDER & HAEDRICH, 1989]. Le signal optique des eaux, fonction de la bathymétrie et de l'hydrobioclimat, permettrait de mieux estimer la productivité potentielle des différentes parts de l'estuaire.

Mais les ressources halieutiques réelles dépendent aussi des structures humaines d'exploitation. La télédétection, surtout avec la haute définition du satellite SPOT, devrait permettre de mieux connaître l'évolution des implantations humaines (villages ou campements temporaires de pêcheurs) et de reconnaître des sites exploitables, le tout dans l'environnement peu accessible des mangroves tropicales.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBARET (J.-J.), 1987. - Les peuplements de poissons de la Casamance (Sénégal) en période de sécheresse. *Revue d'hydrobiologie tropicale*, 20, 3-4, pp. 291-310.
- BANNISTER (T.T.), 1974. - A general theory of steady state phytoplankton growth in a nutrient saturated mixed layer. *Limnology and oceanography*, 19, 1, pp. 13-30.
- BLABER (S.J.M.), 1985. - The ecology of fishes of estuaries and lagoons of the Indo-Pacific with particular reference to Southeast Africa, in: *Fish community ecology in estuaries and coastal lagoons: towards an ecosystem integration*, ed. A. Yanez-Arancibia, pp. 247-265. - México : Universidad nacional autonoma de México.
- BOESCH (D.F.) & TURNER (R.F.), 1984. - Dependence of fishery species on salt marshes: the role of food and refuge. *Estuaries*, 7, 4A, pp. 460-468.

- BRUNET-MORET (Y.), 1970. - *Etudes hydrologiques en Casamance. Rapport définitif.* - Paris : ORSTOM, Service hydrologique. - 52 p.
- CARDER (K.L.), STEWARD (R.G.), HARVEY (G.R.) & ORTNER (P.B.), 1989. - Marine humic and fulvic acids: their effects on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnology and oceanography*, 34, 1, pp. 68-81.
- CHABOUD (C.), CORMIER-SALEM (M.-C.), DIAW (M.C.) & KEBE (M.), 1987. - Approche socio-économique de l'exploitation du milieu aquatique casamançais. *Revue d'hydrobiologie tropicale*, 20, 3-4, pp. 323-332.
- DAVIES-COLLEY (R.J.) & VANT (W.N.), 1987. - Absorption of light by yellow substance in freshwater lakes. *Limnology and oceanography*, 32, 2, pp. 416-425.
- HARRIGAN (P.), ZIEMAN (J.C.) & MACKO (S.A.), 1989. - The base of nutritional support for the gray snapper (*Lutjanus griseus*): an evaluation based on a combined stomach content and stable isotope analysis. *Bulletin of marine science*, 44, 1, pp. 65-77.
- HODGSON (M.E.), JENSEN (J.R.), MACKAY (H.E.) jr. & COULTER (M.C.), 1987. - Remote sensing of wetland habitat: a Wood Stork example. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 53, 8, pp. 1075-1080.
- JOHNSON (R.W.) & MUNDAY (J.C.) jr., 1983. - The marine environment, in : *Manual of remote sensing*, ed. R.N. Colwell, 2, pp. 1371-1496. - 2nd edition. - Falls Church : American society of photogrammetry.
- KERR (S.R.) & RYDER (R.A.), 1988. - The applicability of fish yield indices in freshwater and marine ecosystems. *Limnology and oceanography*, 33, 4, part 2, pp. 973-981.
- KIRK (J.T.O.), 1983. - *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems.* - Cambridge : Cambridge university press. - XI-401 p.
- LAMB (P.J.), PEPLER (R.A.) & HASTENRATH (S.), 1986. - Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, 322, 6076, pp. 238-240.
- LEMOALLE (J.), 1979. - *Biomasse et production phytoplanctoniques du lac Tchad (1968-1976). Relations avec les conditions du milieu.* - Paris : ORSTOM. - 311 p.
- LE RESTE (L.), 1984. - Etude des variations annuelles de la production de crevettes dans l'estuaire de la Casamance (Sénégal). *Studies*

and reviews - *General fisheries council for the Mediterranean*, **61**, 1, pp. 253-269.

LINDELL (T.), KARLSSON (B.), ROSENGREN (M.) & ALFÖLDI (T.), 1986. - A further development of the chromaticity technique for satellite mapping of suspended sediment load. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, **52**, 9, pp. 1521-1529.

PAGES (J.) & DEBENAY (J.-P.), 1987. - Evolution saisonnière de la salinité de la Casamance. Description et essai de modélisation. *Revue d'hydrobiologie tropicale*, **20**, 3-4, pp. 203-217.

PAGES (J.), DEBENAY (J.-P.) & LEBRUSQ (J.-Y.), 1987. - L'environnement estuarien de la Casamance. *Revue d'hydrobiologie tropicale*, **20**, 3-4, pp. 191-202.

PLATT (T.), SATHYENDRANATH (S.), CAVERHILL (C.M.) & LEWIS (M.R.), 1988. - Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing. *Deep-sea research*, (A) **35**, 6, pp. 855-879.

PRITCHARD (D.W.), 1967. - What is an estuary: physical viewpoint, in : *Estuaries*, ed. G.H. Lauff, pp. 3-5. - Washington, D.C. : American association for the advancement of science. - (Publication AAAS ; 83).

RITCHIE (J.C.) & COOPER (C.M.), 1987. - Comparison of Landsat MSS pixel array sizes for estimating water quality. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, **53**, 11, pp. 1549-1553.

ROBINSON (I.S.), 1985. - *Satellite oceanography, an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. - Chichester : Ellis Horwood. - 455 p. - (Ellis Horwood series in marine science).

ROZAS (L.P.), McIVOR (C.C.) & ODUM (W.E.), 1988. - Intertidal rivulets and creekbanks: corridors between tidal creeks and marshes. *Marine ecology-progress series*, **47**, 3, pp. 303-307.

SCHNEIDER (D.C.) & HAEDRICH (R.L.), 1989. - Prediction limits of allometric equations: a reanalysis of Ryder's morphoedaphic index. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, **46**, 3, pp. 503-508.

SNEDAKER (S.C.), 1989. - Overview of ecology of mangroves and information needs for Florida Bay. *Bulletin of marine science*, **44**, 1, pp. 341-347.

SPITZER (D.) & DIRKS (R.W.J.), 1986. - Classification of bottom composition and bathymetry of shallow waters by passive remote

- sensing, in : *Proceedings of the 7th international symposium on remote sensing for resources development and environmental management, Enschede, Netherlands, August 25-29, 1986*, ed. M.C.J. Damen, G.S. Smit & H.T. Verstappen, **2**, pp. 775-777. - Rotterdam : A. Balkema.
- STUMPF (R.P.) & PENNOCK (J.R.), 1989. - Calibration of a general optical equation for remote sensing of suspended sediments in a moderately turbid estuary. *Journal of geophysical research*, **94**, C10, pp. 14363-14371.
- STURM (B.), 1981. - The atmospheric correction of remotely sensed data and the quantitative determination of suspended matter in marine water surface layers, in : *Remote sensing in meteorology, oceanography and hydrology*, ed. A.P. Cracknell, pp. 163-197. - Chichester : Ellis Horwood. - (Ellis Horwood series in environmental science).
- TWILLEY (R.R.), LUGO (A.E.) & PATTERSON-ZUCCA (C.), 1986. - Litter production and turnover in basin mangrove forests in southwest Florida. *Ecology*, **67**, 3, pp. 670-683.
- WEIDEMANN (A.D.) & BANNISTER (T.T.), 1986. - Absorption and scattering coefficients in Irondequoit Bay. *Limnology and oceanography*, **31**, 3, pp. 567-583.
- WOLANSKI (E.), 1986. - An evaporation-driven salinity maximum zone in Australian tropical estuaries. *Estuarine, coastal and shelf science*, **22**, 4, pp. 415-424.