

## Modélisation et inversion des spectres de réflectance d'eaux turbides côtières

P. Forget, S. Ouillon & F. Lahet

LSEET, Université de Toulon et du Var, France

**ABSTRACT:** This paper concerns the modelling of the reflectance spectra of turbid coastal waters and the inversion of two parameters: the sediment refractive index and a parameter characterizing the yellow substance absorption spectrum. The study uses experimental data of reflectance spectra and of suspended matter concentrations collected in the Rhône river mouth. The results of inversion are quite realistic and the restitution of measured reflectance spectra is satisfactory. We envisage in the future to increase the number of parameters to invert and to apply the inversion procedure to satellite data.

**RESUME:** Cet article concerne la modélisation des spectres de réflectance d'eaux côtières turbides et l'inversion de deux paramètres: l'indice de réfraction du sédiment et un paramètre caractéristique du spectre d'absorption de la substance jaune. L'étude utilise les données expérimentales de spectres de réflectance et de concentrations de la matière en suspension acquises dans l'embouchure du Rhône. Les résultats de l'inversion apparaissent tout-à-fait réalistes et la restitution des spectres de réflectance mesurés est satisfaisante. L'on envisage dans l'avenir d'augmenter le nombre de paramètres à inverser et d'appliquer la procédure d'inversion à des données satellitales.

### 1. INTRODUCTION

La turbidité des eaux côtières est définie par la charge de celles-ci en substances d'origines diverses liées aux apports terrigènes, aux activités biogènes et aux pollutions. La télédétection dans le visible est un moyen privilégié pour observer cette turbidité, qui se manifeste par des signatures optiques caractéristiques des différents constituants des eaux marines. Les constituants optiquement actifs peuvent être classés suivant trois catégories distinctes: la substance jaune (ou gelbstoff, ou gilvin, ou CDOM), le phytoplancton et ses produits dérivés, et la matière particulaire non chlorophyllienne en suspension, d'origine sédimentaire, détritique etc. (Sathyendranath et al. 1989). La réflectance, c'est-à-dire le rapport des éclaircissements ascendant et descendant juste en-dessous de la surface de la mer, est la quantité la plus souvent utilisée pour caractériser les propriétés optiques des eaux de mer. La mesure de cette grandeur, essentiellement spectrale,  $R(\lambda)$  ( $\lambda$ : longueur d'onde), rend potentiellement possible la mesure des paramètres physiques des eaux de surface, et, notamment, la concentration et la taille des sédiments constitutifs de la charge particulaire (e.g., récemment, Ferrier 1995), à condition de disposer d'un

nombre suffisant de canaux optiques à faible bande passante échantillonnant la gamme optique (Schiller & Doerffer 1993). Plusieurs instruments de terrain, pouvant être mis en oeuvre au niveau de l'eau (e.g. Althuis & Shimwell 1995) ou à bord d'un avion (e.g. Kendall et al. 1993) ou d'un hélicoptère, ont déjà été expérimentés dans ce but.

Notre étude s'appuie sur des spectres de réflectance mesurés au débouché du Rhône et obtenus pour plusieurs concentrations de la matière en suspension. Nous présentons une modélisation du spectre de réflectance fondée sur le modèle théorique de diffusion de Mie d'une part, et sur une représentation empirique de l'absorption par la substance jaune d'autre part, puis des essais d'inversion, à partir des spectres expérimentaux, de deux paramètres du modèle. La solution optimale permet de reconstituer très correctement les spectres de réflectance expérimentaux. La conclusion envisage la poursuite à donner à ces travaux.

### 2. DONNEES EXPERIMENTALES

Elles ont été acquises dans l'embouchure du Rhône les 4 et 5 novembre 1994. Les mesures optiques

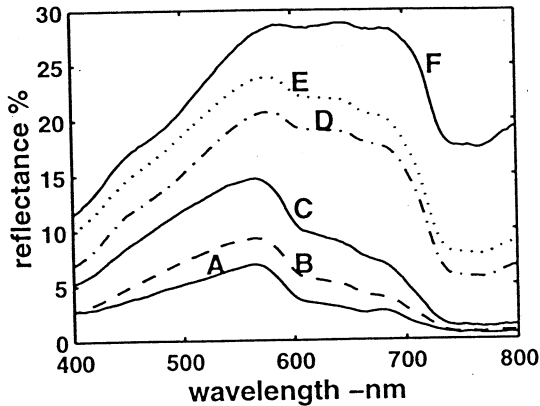


Figure 1. Spectres de réflectance expérimentaux pour les valeurs suivantes de la concentration en matière en suspension en  $\text{mg.l}^{-1}$ : A: 3.9, B: 3.7, C: 19.1, D: 55.7, E: 56.4, F: 234.3.

consistent dans les spectres de réflectance mesurés à l'aide d'un spectro-radiomètre de type SPECTRON SE-590 à 256 canaux sur l'intervalle 400-1100 nm. Nous limiterons notre étude à la gamme 400-800 nm. Les éclaircissements descendant et ascendant ont été mesurés à partir d'un bateau et convertis en grandeurs sub-surface par des lois de transformation classiques dépendant de l'indice de l'eau et de la réflectivité marine -en terme d'éclaircissement-  $\rho$ . Cette dernière quantité, qu'on a admise indépendante de  $\lambda$  (Morel 1980), a été évaluée en supposant la réflectance nulle dans le proche infra-rouge ( $>970$  nm) pour les eaux les plus claires rencontrées chacune des 2 journées. Les concentrations en matières en suspension ont été mesurées à partir d'échantillons prélevés à environ 30 cm sous la surface par pesée sur filtre de porosité  $0.47 \mu\text{m}$ .

Les spectres de réflectance expérimentaux,  $R_{\text{exp}}(\lambda)$ , sont montrés sur la Figure 1. A toutes les longueurs d'onde, les niveaux spectraux augmentent clairement en fonction de la concentration, variable de 3.7 à  $234.3 \text{ mg.l}^{-1}$ . La morphologie d'ensemble des spectres varie peu et l'on observe notamment l'existence de pics ou, du moins, d'épaulements au voisinage de 580, 650 et 690. Des pics, non montrés ici, sont également présents à 810 nm. On peut noter que les courbes A et B sont très similaires d'aspect aux spectres obtenus par Morel (1980) dans la même région (eaux du Cas 2, Figure 2) et par Althuis et Shimwell (1995) en mer du Nord. En particulier, on retrouve sur les spectres présentés par ces auteurs les trois pics précédents.

Nos mesures de  $R(\lambda)$  ont été utilisées dans une autre étude pour la calibration de données satellitales Spot-HRV et Landsat-TM dans la région du débouché rhodanien (Ouillon et al. 1995, Forget & Ouillon 1996).

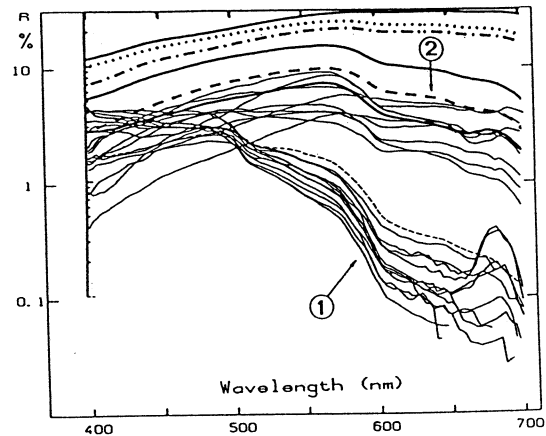


Figure 2. Comparaison de nos spectres de réflectance (traits gras) et des spectres de Morel (1980) (traits fins). Courbes 1: eaux du Cas 1 (Océan Antarctique); courbes 2: eaux du Cas 2 (près de Marseille).

### 3. MODELISATION DE LA REFLECTANCE SPECTRALE

La matière en suspension est constituée principalement de sédiments du fait des conditions de crue cinquantennale ( $9000 \text{ m}^3/\text{s}$  le 7 novembre) prévalant durant l'expérimentation. Pour la même raison, et les mesures ayant été réalisées au voisinage du débouché dans le fleuve même, il est raisonnable d'admettre que la contribution phytoplanctonique à la réflectance est très minoritaire devant celle de la matière particulaire terrigène. Cependant, la contribution de la substance jaune ne peut pas être négligée a priori. Une modélisation du premier ordre de la réflectance spectrale est décrite par (Gordon et al. 1975):

$$R(\lambda) = K \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (1)$$

où  $b_b$  et  $a$  désignent les coefficients de rétrodiffusion et d'absorption, respectivement.  $K$  est un coefficient variable suivant, notamment, les conditions d'éclaircissement (gamme 0.12-0.56). Nous considérons la valeur typique:  $K=0.33$  (Morel & Prieur 1977). Notons que le coefficient de rétrodiffusion du dénominateur de l'expression de  $R(\lambda)$  est généralement négligé dans les applications pratiques concernant les eaux du Cas 1 (à dominante chlorophyllienne) (Morel & Prieur 1977).

$a(\lambda)$  est la somme de  $a_w(\lambda)$ , coefficient d'absorption de l'eau de mer pure, et de  $a_y(\lambda)$ , coefficient d'absorption de la substance jaune. Conformément à une pratique fréquente, l'absorption par les sédiments est négligée (indice de réfraction réel). Les valeurs de

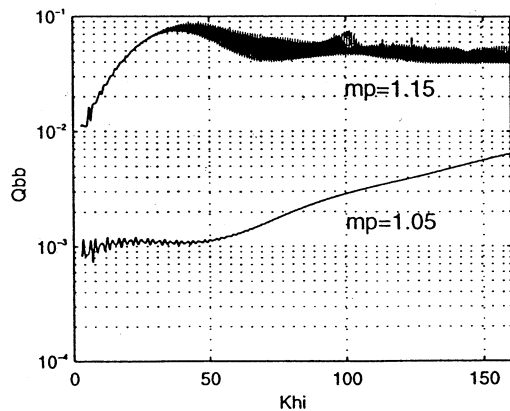


Figure 3. Variations du paramètre d'efficacité de la rétrodiffusion en fonction du paramètre de Mie  $\chi = \pi D/\lambda$

$a_w(\lambda)$  sont déduites des valeurs de Smith & Baker (in Kirk 1994).  $a_y(\lambda)$  est représenté par le modèle de Bricaud et al. (1981):

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp -0.014(\lambda - \lambda_0) \quad (2)$$

où les longueurs d'onde sont exprimées en nanomètre.  $\lambda_0$  est une longueur d'onde de référence dans la partie bleue du rayonnement. Nous adoptons la valeur courante:  $\lambda_0=440$  nm (Kirk 1994). La quantité  $a_{y,0}=a_y(440\text{nm})$  est la première inconnue de notre modèle de réflectance.

La rétrodiffusion de la lumière par les eaux marines étudiées ici provient des seules molécules d'eau (contribution  $b_{bw}$  à  $b_b$ ) et, surtout, des particules sédimentaires ( $b_{bp}$ ). On peut admettre (Morel 1980) que les molécules d'eau distribuent également les photons dans les demi-espaces avant et arrière par rapport à la direction moyenne du rayonnement incident.  $b_{bw}(\lambda)$  est donc pris égal à la moitié du coefficient de diffusion total  $b_w(\lambda)$  dont les valeurs, là aussi, sont déduites de celles de Smith et Baker (in Kirk 1994). Le terme  $b_{bp}$ , spécifique aux particules, est modélisé par la théorie de Mie (Van de Hulst 1957). Pour une population de particules de tailles  $D$  distribuées suivant la loi  $n(D)$  ( $n(D)dD$  est le nombre de particules de diamètre compris entre  $D$  et  $D+dD$  par unité de volume) et d'indice relatif (relativement au milieu ambiant marin)  $m_p$ , pris réel et supposé invariable avec  $\lambda$ ,  $b_{bp}(\lambda)$  s'écrit:

$$b_{bp}(\lambda) = \int_D Q_{bb}(D, m_p, \lambda) \frac{\pi D^2}{4} n(D) dD \quad (3)$$

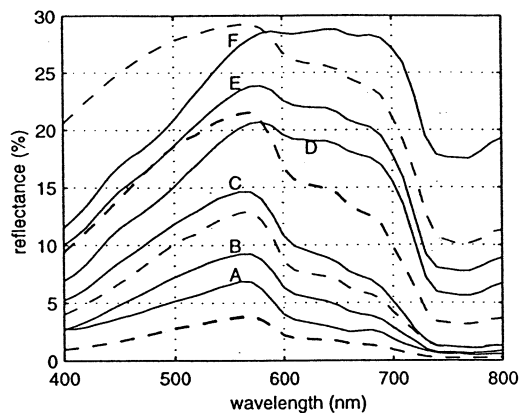


Figure 4. Comparaison des spectres expérimentaux (traits pointillés) et théoriques (traits pleins). Paramètres du modèle:  $m_p=1.15$ ,  $B=0.572 \text{ m}^{-1}$ .

où  $Q_{bb}$  désigne le facteur d'efficacité en rétrodiffusion d'une particule de caractéristiques  $D$ ,  $m_p$ .  $Q_{bb}$  a été calculé par intégration de la fonction d'intensité de Mie  $i(\theta)$  sur le demi-espace de rétrodiffusion.  $i(\theta)$  comporte des séries dont les termes sont exprimés en fonction des fonctions de Bessel et de Hankel et des dérivées des polynômes de Legendre. Ces calculs ont été effectués grâce, en particulier, aux routines de la bibliothèque mathématique NAG. La Figure 3 montre les variations de  $Q_{bb}$  en fonction du paramètre de Mie  $\chi = \pi D/\lambda$  pour deux valeurs de l'indice du sédiment. On note l'aspect plus ou moins oscillant des courbes. L'indice  $m_p$  est un paramètre essentiel de la modélisation qui, notamment, conditionne l'amplitude de la rétrodiffusion. Ce paramètre est pris comme deuxième inconnue de notre modèle de réflectance.

Ne disposant pas de mesures de distribution de taille des particules, nous avons opté pour une loi de Junge d'exposant -4:

$$n(D) = kD^{-4} \quad (4)$$

qui semble reproduire une variété appréciable de données expérimentales relatives à des particules sédimentaires et chlorophylliennes (Mobley 1994, Nanu & Robertson 1993). Le coefficient  $k$  dépend entre autre de la concentration massique  $C$  des particules en suspension. Pour une gamme de tailles  $D_{\min} < D < D_{\max}$  on aboutit à l'expression simple suivante de ce coefficient:

$$k = \frac{6C}{\pi \rho_s \ln(D_{\max}/D_{\min})} \quad (5)$$

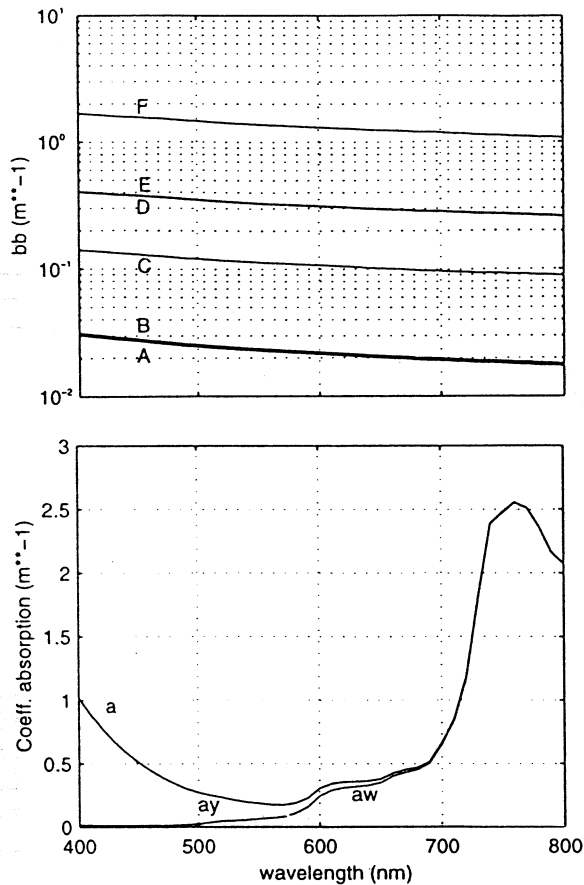


Figure 5. Représentation graphique des termes  $b_b(\lambda)$  et  $a(\lambda)$  utilisés pour les modélisations de la Figure 4.

où  $\rho_s$  représente la masse volumique du sédiment.  $D_{\min}$  et  $D_{\max}$  sont des paramètres ajustables de la modélisation. Différents essais ont permis d'arrêter notre choix aux valeurs:  $D_{\min} = 1\mu m$  et  $D_{\max} = 20\mu m$ . La prise en compte de lois de distribution plus complexes (Rivosic 1993), aboutissant à un nombre de paramètres ajustables accru, est possible. De même, il pourrait être envisagé de façon générale d'inverser mathématiquement les paramètres caractéristiques de la distribution de taille des particules, au prix, éventuellement, d'un temps de calcul sévèrement augmenté. Enfin, la relation (5) n'est valable que pour les eaux dont on dispose des valeurs de concentration, c'est-à-dire, dans le cas présent, des eaux de surface. Nous faisons donc implicitement l'hypothèse que la réflectance ne dépend que des eaux de surface, hypothèse que nous estimons raisonnable dans les conditions actuelles de l'expérimentation. La prise en compte du profil vertical de concentration de la matière particulaire dans les calculs de réflectance, et, éventuellement, la possibilité d'inverser des para-

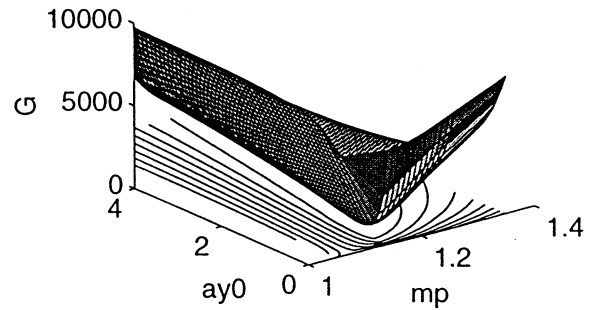


Figure 6. Représentation de la fonction de coût  $G(a_{y_0}, m_p)$  utilisée dans la procédure d'inversion de  $a_{y_0}$  et de  $m_p$  (cas  $C=55.7 \text{ mg.l}^{-1}$ ).

mètres de ce profil, sont en cours d'étude. Les travaux de Nanu & Robertson (1993) constituent une approche intéressante de ce problème.

#### 4. RESULTATS

La Figure 4 présente les résultats de la modélisation de  $R(\lambda)$  obtenus en fixant les valeurs de  $a_{y_0}$  à  $0.572 \text{ m}^{-1}$ , soit la plus grande valeur relative à l'estuaire du Rhône citée dans Kirk (1994), et  $m_p$  à 1.15, typique de la valeur d'indice des sédiments. La restitution des données expérimentales s'avère de moyenne qualité. On peut remarquer, cependant, que la forme des spectres modélisés et leur variation d'ensemble en fonction de la concentration sont cohérentes avec les mesures. La Figure 5 présente les contributions à  $R(\lambda)$  des coefficients de rétrodiffusion et d'absorption. Les variations de l'absorption spectrale conditionnent pour une large part la forme des courbes de réflectance et expliquent, notamment, l'existence des maxima identifiés précédemment.

Nous nous sommes attachés à optimiser l'accord entre données expérimentales,  $R_{\text{exp}}(\lambda)$ , et résultats théoriques,  $R_{\text{th}}(\lambda)$ , en faisant varier les valeurs, ajustables, de  $a_{y_0}$  et de  $m_p$ , ceci pour chacune des concentrations. Le processus d'optimisation consiste dans la recherche du minimum de la fonction de coût  $G(a_{y_0}, m_p)$  définie par:

$$G(a_{y_0}, m_p) = \sum_{\lambda} (R_{\text{th}}(\lambda) - R_{\text{exp}}(\lambda))^2 \quad (6)$$

Tableau 1: Valeurs  $a_{y_0}$  ( $=a(440 \text{ nm})$ ) et de l'indice  $m_p$  minimisant la fonction de coût  $G(a_{y_0}, m_p)$  pour chaque concentration, et valeur du minimum  $G_{\min}$  de  $G$ .

$C \text{ (mg.l}^{-1}\text{)}$	3.87	3.70	19.1	55.7	56.4	234.3
$m_p$	1.19	1.25	1.17	1.20	1.23	1.23
$a_{y_0} \text{ (m}^{-1}\text{)}$	0.44	0.51	0.60	1.69	1.43	4.35
$G_{\min}$	2.4	1.2	4.5	4.9	5.8	16.9

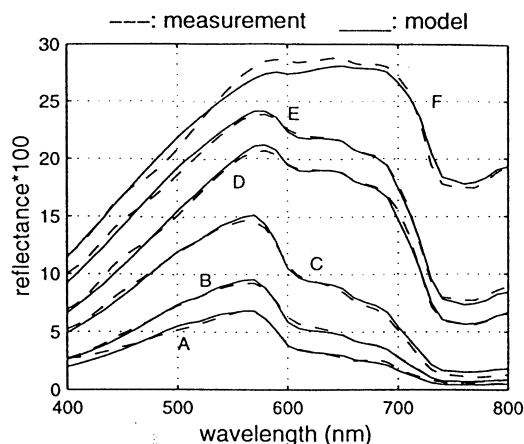


Figure 7. Comparaison des spectres expérimentaux (traits pointillés) et des spectres théoriques (traits pleins) calculés en prenant les valeurs de  $a_{vo}$  et de  $m_p$  optimisées.

En pratique, nous déterminons grossièrement la position du minimum en faisant varier  $m_p$  de 1.05 à 1.45 par pas de 0.1 et  $a_{vo}$  de 0.00 à 6.00  $m^{-1}$  par pas de 0.01  $m^{-1}$ . Puis, la solution optimale est atteinte en affinant la recherche autour du minimum de  $G$ . La précision sur les estimations de  $m_p$  et de  $a_{vo}$  est de  $\pm 0.005$  et de  $\pm 0.005 m^{-1}$ , respectivement. Le minimum obtenu correspond à une solution unique, non ambiguë, comme le montre la Figure 6 représentant les variations de la fonction de coût pour  $C=55.7 mg.l^{-1}$ .

Le Tableau 1 montre les valeurs optimisées de  $m_p$  et de  $a_{vo}$  pour l'ensemble des données de réflectance spectrales, ainsi que la valeur  $G_{min}$  du minimum de  $G$ . La valeur de l'indice du sédiment, entre 1.19 et 1.23, est compatible avec les valeurs typiques considérées dans la littérature pour la matière particulaire non phytoplanctonique (e.g. Mobley 1994). Les valeurs de  $a_{vo}$  révèlent une corrélation positive avec les mesures de concentration. On note que pour nos eaux les moins turbides ( $C < 20 mg.l^{-1}$ ),  $a_{vo}$  est voisin de 0.50  $m^{-1}$ , valeur typique pour la région du Rhône (Bricaud 1981). La valeur la plus élevée trouvée (4.35  $m^{-1}$ ) se situe correctement dans la gamme des valeurs réalistes pour ce paramètre (Kirk 1994). La Figure 7 compare nos mesures de réflectance spectrale et les résultats de la modélisation par le choix des paramètres optimaux obtenus ci-dessus. L'accord entre les mesures, quantifié par les faibles valeurs de  $G_{min}$  du Tableau 1, apparaît excellent.

## 5. CONCLUSIONS

Nous avons présenté un modèle de réflectance spectrale, classique de conception, que l'on a appliqué à des mesures relatives à des eaux côtières de moyenne à forte turbidité. L'indice de réfraction du milieu et

un paramètre caractérisant l'atténuation du rayonnement par la substance jaune ont été extraits pour différentes valeurs de la concentration en matière en suspension. Le succès de l'inversion, aboutissant à des valeurs réalistes des paramètres et à une excellente restitution des courbes de réflectance expérimentales, légitime les hypothèses faites, notamment l'absence de signatures chlorophylliennes et le fait que les signatures visibles ne proviennent que des eaux de surface. Nous envisageons de poursuivre nos investigations sur la modélisation de la réflectance des eaux côtières par la prise en considération d'un plus grand nombre de paramètres à inverser concernant la distribution en taille des particules, le profil vertical de la concentration, la charge en substances phytoplanctoniques et l'indice de réfraction. Ce travail revêt une importance évidente pour l'utilisation quantitative des futurs spectro-radiomètres imageurs satellitaires (SeaWiFS, MERIS) dans le milieu côtier.

Cette étude a été réalisée dans le cadre des programmes PNOG (Programme National d'Océanographie Côtière), MEDDEL (European Community Environment Research Program Climatology and Natural Hazard, contrat EV5V-CT94-0465) et FANS (Flux Across Narrow Shelves, MAST-III, contrat MAS3-CT95-0037).

## BIBLIOGRAPHIE

- Althuis, I.J.A. & S. Shimwell 1995. Modelling of remote sensing reflectance spectra for suspended matter concentration detection in coastal waters. *EARSeL Advances in Remote Sensing*. 4(1-IX): 53-59.
- Bricaud, A., A. Morel & L. Prieur 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.*, 26(1):43-53.
- Ferrier, G. 1995. A field study of the variability in the suspended sediment concentration-reflectance relationship. *Int. J. Remote Sens.* 16(14):2713-2720.
- Forget, P. & S. Ouillon 1996. Surface suspended matter off the Rhône river mouth from visible satellite imagery. *Oceanologica Acta*. Submitted.
- Gordon, H.R., O.B. Brown & M.M. Jacobs 1975. Computed relations between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Appl. Optics*. 14(2):417-427.
- Kendall, L.C., P. Reinersman, R.F. Chen, F. Muller-Karger, C.O. Davis & H. Hamilton 1993. AVIRIS calibration and application in coastal oceanic environments. *Remote Sens. Environ.* 44:205-216.
- Kirk, J.T.O. 1994. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Mobley, C.D. 1994. *Light and water*. New-York: Academic Press.
- Morel, A. & L. Prieur 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limn. Oceanogr.* 22:709-722.
- Morel, A. 1980. In-water and remote sensing measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorol.* 18:177-201.
- Nanu, L. & C. Robertson 1993. The effect of suspended sediment depth distribution on coastal water spectra reflectance: theoretical simulation. *Int. J. Remote Sensing*. 14(2):225-239.

- Ouillon, S., P. Forget, J.M. Froidefond & J.J. Naudin 1995. Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhône river plume. In *Proc. 3rd Thematic Conf. Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Seattle, 18-20 sept. 1995*. 2:200-209
- Rivosic, D. 1993. Two-component model of sea particle size distribution. *Deep-Sea Res.* 40(7):1459-1473.
- Sathyendranath, S., L. Prieur & A. Morel 1989. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *Int. J. Remote Sens.* 10(8): 1373-1394.
- Schiller, H., R. Doerffer 1993. Fast computational scheme for inverse modeling of multispectral radiances: application for remote sensing of the ocean. *Applied Optics.* 32(18):3280-3285.
- Van de Hulst, H.C. 1957. *Light scattering by small particles*. New-York: John Wiley.