

N° D'ORDRE 4160

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET
TECHNOLOGIES DE LILLE

Présentée par
François Steinmetz

Pour obtenir le titre de Docteur de l'Université
Spécialité Lasers, Molécules, Rayonnement Atmosphérique

ÉTUDE DE LA CORRECTION DE LA DIFFUSION
ATMOSPHÉRIQUE ET DU RAYONNEMENT SOLAIRE
RÉFLÉCHI PAR LA SURFACE AGITÉE DE LA MER
POUR L'OBSERVATION DE LA COULEUR DE L'OCÉAN
DEPUIS L'ESPACE

Membres du Jury

Pierre-Yves Deschamps	LOA	Directeur de thèse
Robert Frouin	SIO, UCSD	Rapporteur
Kevin Ruddick	MUMM	Rapporteur
Hubert Loisel	ULCO	Examineur
Cyril Moulin	LSCE, CEA	Examineur
Frédéric Parol	LOA	Examineur
Didier Ramon	HYGEOS	Examineur
Bertrand Fougnie	CNES	Invité
Jean-Paul Huot	ESA	Invité
Éric Thouvenot	CNES	Invité

Résumé

La principale difficulté pour l'observation de la "couleur de l'océan" depuis l'espace est de corriger le signal observé, dominé par la diffusion atmosphérique, pour en extraire le signal provenant des océans. Cette correction atmosphérique a été largement étudiée ; cependant nous avons étudié les problèmes spécifiques posés par des expériences spatiales comme POLDER (lumière parasite) ou MERIS (sun glint).

Dans le cas du capteur POLDER-3, nous avons analysé la précision des réflectances marines dérivées par le traitement de niveau 2, en les comparant aux mesures in situ faites par la bouée BOUSSOLE. Les erreurs sont en partie causées par la qualité radiométrique des données d'entrée (de niveau 1). Nous avons proposé plusieurs modifications du traitement qui aboutissent à une amélioration majeure de la précision, un facteur 1.5 à 2, sur les paramètres marins dérivés. De plus, l'algorithme de correction atmosphérique utilisé pour POLDER a été appliqué aux données du capteur MERIS pour vérifier son bon fonctionnement.

Les algorithmes de correction atmosphérique existants sont également limités par la tâche brillante du rayonnement solaire réfléchi par la surface agitée de la mer (le sun glint) qui affecte de nombreux capteurs (MODIS, MERIS). Ils ne peuvent fonctionner lorsque ce sun glint est trop intense, ce qui rend inutilisables près de la moitié des observations aux latitudes subtropicales. Nous proposons un algorithme, appelé POLYMER, conçu pour fonctionner en présence de sun glint. Le gain en couverture spatiale est spectaculaire, et la précision sur les paramètres marins reste bonne. Cet algorithme montre qu'il est possible d'utiliser de données contaminées par le sun glint et ouvre de nouvelles perspectives pour les applications futures de la couleur de l'océan.

Abstract

The main challenge for observing the "ocean colour" from space is to make the atmospheric correction which consists in extracting the marine signal from the measured dominated by the atmospheric scattering. In this context, we have studied specific problems that arise due to the quality of the sensor radiometry or to the viewing conditions.

In the case of POLDER-3, we have used the in situ BOUSSOLE data to detect some problems, one of which can be attributed to a defect in the input (level 1) data. We have made empirical corrections for these defects, resulting in an improvement of the accuracy of the marine reflectance products by a factor 1.5 to 2. Moreover, the same atmospheric correction algorithm was applied to the MERIS data to emphasize some of its features.

The existing atmospheric correction algorithms are also limited by the sun glint, failing to retrieve marine parameters in the bright pattern of the sun reflected by the wavy sea surface. For many sensors (MERIS, MODIS...), this makes almost half of the observations at subtropical latitudes unusable, reducing the global coverage accordingly. We are presenting an original algorithm, called POLYMER, designed to make atmospheric correction over the whole sun glint pattern. The increase of spatial coverage is spectacular, while the accuracy on the retrieved marine parameters remains acceptable. This study shows that it is possible to retrieve the ocean colour in the sun glint contaminated areas and opens new opportunities for future applications.

Remerciements

Je souhaite en premier lieu remercier Pierre-Yves Deschamps, qui a su parfaitement me guider et me soutenir dans ce travail tout au long de ces trois années. Sa disponibilité, ses explications et ses conseils m'ont permis de progresser rapidement dans la compréhension de mon sujet. Ses idées de pistes à explorer ont été extrêmement motrices et motivantes. Je garderai un très bon souvenir de nos discussions.

Mes remerciements vont également à Didier Ramon, qui a co-encadré ma thèse dans la société HYGEOS, pour ses conseils et son aide qui m'ont souvent permis de clarifier ma démarche, ainsi que pour m'avoir permis de concilier aussi parfaitement les problématiques de l'entreprise et de ma thèse. Je remercie également le reste du personnel d'HYGEOS, en particulier Dominique Jolivet pour son aide sur les questions scientifiques et pour sa patience à la relecture de ce manuscrit, et Laurent Wandrebeck sur les questions informatiques.

Un grand merci à Robert Frouin et Kevin Ruddick pour avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse, ainsi qu'à Hubert Loisel, Cyril Moulin et Frédéric Parol, pour faire partie du jury. Merci également à Bertrand Fougne, Jean-Paul Huot et Eric Thouvenot pour pouvoir assister à la soutenance.

Je remercie Jean-Marc Nicolas pour son aide pour prendre en main l'algorithme POLDER.

Un grand merci à toutes les personnes qui m'ont permis de travailler sur les données spatiales et marines présentées dans cette thèse, au Centre National d'Études Spatiales (CNES) pour les données POLDER-3, à l'Agence Spatiale Européenne (ESA) pour les données MERIS, et David Antoine (Laboratoire d'Océanographie de Villefranche – LOV) pour les données BOUSSOLE. Cette thèse a été financée par l'Association Nationale de la Recherche Technique (ANRT) et HYGEOS.

Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour m'avoir soutenu.

Table des matières

1	Introduction	9
2	Transfert radiatif et Couleur de l’Océan	12
2.1	Définitions	12
2.1.1	Géométrie d’observation	12
2.1.2	Grandeurs optiques	13
2.2	Modélisation du signal atmosphérique	14
2.2.1	Correction de l’absorption gazeuse	14
2.2.2	Décomposition du signal en haut de l’atmosphère	15
2.2.3	Calcul des composantes atmosphériques	17
2.3	Signal marin	19
2.4	Correction atmosphérique au dessus des océans	21
3	POLDER-3	23
3.1	Présentation de l’instrument	23
3.2	Correction atmosphérique	24
3.2.1	Modèle radiométrique	24
3.2.2	Correction atmosphérique : première étape	25
3.2.3	Estimation des propriétés des aérosols	26
3.2.4	Prise en compte de la turbidité marine	28
3.3	Algorithme bio-optique	29
3.4	Les donnée <i>in situ</i> BOUSSOLE	30
3.5	Corrections radiométriques	33
3.5.1	Définition des coefficients d’ajustement de l’étalonnage radiométrique	33
3.5.2	Analyse des produits marins POLDER-3 sur les mesures BOUSSOLE	33

3.5.3	Validation de la correction de la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique	34
3.5.4	Corrélation des erreurs sur les produits de niveau 2 avec la lumière parasite	38
3.5.5	Corrélation des erreurs sur les produits de niveau 2 avec la géométrie d'observation	39
3.5.6	Dépendance spectrale de l'écume	41
3.5.7	Réajustement de l'étalonnage radiométrique	43
3.5.8	Bilan des performances sur les mesures BOUSSOLE	46
3.5.9	Analyse sur les données BOUSSOLE : réévaluation	46
3.6	Produits de niveau 3	47
3.6.1	Produits MODIS	51
3.6.2	Comparaison inter-capteurs au niveau 3	51
3.6.3	Qualité image	52
3.7	Conclusion	52
4	POLMER	61
4.1	Les données MERIS : effet de "smile"	61
4.2	L'algorithme de correction atmosphérique MERIS MEGS 7.4	62
4.3	Description de l'algorithme	63
4.4	Algorithme bio-optique	63
4.5	Validation sur les données in situ SIMBADA	64
4.6	Comparaison POLMER, MERIS, MODIS	71
4.7	Qualité image	72
4.8	Interprétation	81
4.9	Conclusion	84
5	POLYMER	87
5.1	Principe de correction atmosphérique	87
5.1.1	Modèle atmosphérique	87
5.1.2	Paramètres du modèle	89
5.1.3	Estimation des paramètres marins	90
5.2	Application aux données MERIS	90
5.3	Perspectives	92
6	Conclusion	93

A Article : Sun glint correction	96
A.1 Introduction	97
A.2 Atmospheric correction scheme	97
A.2.1 Atmospheric model	99
A.2.2 Polynomial form of the model	100
A.2.3 Simulation of the atmospheric correction	101
A.2.4 Estimation of the atmospheric parameters	103
A.2.5 Extrapolation to Ocean Colour bands	104
A.2.6 Choice of the correction bands	105
A.2.7 Estimation of the actual marine reflectances	106
A.2.8 Using neural networks	108
A.2.9 Theoretical sensitivity of the algorithm	110
A.3 Application to MERIS	111
A.3.1 Smile effect correction	113
A.3.2 Level 2 products	114
A.3.3 Level 3 products	114
A.3.4 Validation with SIMBADA in-situ measurements	116
A.3.5 Comparison with MODIS products	116
A.4 Discussion	124
A.5 Conclusion	128
Bibliographie	130

Chapitre 1

Introduction

L'importance de la surveillance globale de notre environnement n'est actuellement plus à démontrer. Le phytoplancton, ensemble des micro-organismes photosynthétiques présent dans la couche superficielle des océans, joue notamment un rôle majeur sur le cycle global du carbone. Il réalise en effet 45% de la production primaire, c'est à dire la fixation de CO_2 en carbone organique, malgré le fait qu'il ne représente que 0.2% de la biomasse totale d'organismes photosynthétiques [Field 98]. Pour déterminer la biomasse phytoplanctonique, on utilise traditionnellement comme indicateur la concentration en pigment chlorophylle a dans la couche superficielle des océans. Cette concentration fait varier le spectre de la réflectance de l'eau de mer, aussi appelé "couleur de l'océan".

L'expérience CZCS (Coastal Zone Color Scanner, [Gordon 78], [Gordon 81]) a été la première manipulation consistant à observer la couleur de l'océan depuis l'espace, et a montré l'intérêt des observations globales et répétitives sur cette surveillance globale. La correction atmosphérique joue alors un rôle primordial, car le signal marin ne représente typiquement que 10% du signal total reçu par le radiomètre au dessus de l'atmosphère. Pour les eaux du large – les eaux dites du cas I, dont on considère que les propriétés optiques sont déterminées uniquement par la concentration en chlorophylle a – les problématiques de la correction atmosphérique ont été bien étudiées, depuis l'ère CZCS jusqu'aux capteurs les plus récents, SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) [Gordon 94b], MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer), MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer Instrument) [Antoine 99], POLDER-3/PARASOL (Polarisation and Directiona-

lity of the Earth's Reflectances). La méthode générale consiste à utiliser les canaux aux longueurs d'onde proche infrarouge (PIR), auxquels la lumière renvoyée par l'océan est pratiquement nulle, pour estimer le contenu de l'atmosphère en aérosols, et extrapoler ce contenu aux canaux dans le bleu et le vert. Cette méthode entraîne systématiquement une amplification du bruit des bandes PIR par un effet de "bras de levier", qui limite la qualité des produits marins [Jolivet 07] : elle est donc exigeante au niveau de la radiométrie des capteurs.

Toutefois, il subsiste souvent des difficultés liées à l'utilisation spécifique des données d'un capteur, qui peuvent être dues soit aux propriétés radiométriques du capteur, soit à l'algorithme de correction atmosphérique utilisé. De tels problèmes existent dans le cas de l'utilisation des données POLDER-3/PARASOL, capteur du CNES qui est en vol depuis décembre 2004, et a déjà fourni 3 ans de données en traitement opérationnel. Nous allons essayer de comprendre l'origine de ces défauts de manière à les éviter ou les corriger. Nous verrons qu'avec ces corrections, POLDER-3/PARASOL permet d'obtenir des paramètres marins d'une qualité satisfaisante. Malgré son atout principal qui est d'effectuer chaque observation à de multiples angles de visée, il a des handicaps pour une utilisation couleur de l'océan : résolution spatiale médiocre, fauchée réduite et propriétés radiométriques moins bonnes – d'un facteur 10 – que celles de capteurs comme MODIS ou MERIS. Wang *et al.* [Wang 02] ont montré que ces moins bonnes propriétés radiométriques ont un effet important sur la précision des produits marins. Enfin, la perte d'un canal dans le bleu limite également les utilisations en couleur de l'océan. La méthode d'analyse et les résultats de la correction de défauts sur les produits POLDER-3/PARASOL seront présentés en chapitre 3.

Pour valider l'algorithme de correction atmosphérique type POLDER, celui-ci sera appliqué aux données du capteur MERIS, et nommé dans ce cadre POLMER. Nous présenterons cette étude au chapitre 4, où nous pourrons comparer les produits résultants aux produits officiels MERIS de l'ESA, et ainsi montrer les qualités de cet algorithme. Cette étude permettra en outre de mettre en évidence les effets du choix des longueurs d'ondes utilisées dans les méthodes de correction atmosphériques.

Une limitation importante de la plupart des capteurs lors de l'observation

de la couleur de l'océan, et en particulier MERIS, est la contamination par la réflexion du rayonnement solaire à la surface de l'eau agitée par le vent, le plus souvent appelée "sun glint". Certains capteurs permettent d'éviter cette contamination en employant des angles de visée obliques (SeaWiFS, POLDER), mais dans de nombreux cas et pour des raisons pratiques, les observations sont centrées au nadir, et le sun glint contamine près de la moitié des observations aux latitudes subtropicales. Des méthodes de correction des faibles contaminations de sun glint ont été proposées [Wang 01], mais les algorithmes de correction atmosphérique existants échouent lorsque la contamination devient trop forte, réduisant d'autant la couverture spatiale. Concevoir un algorithme de correction atmosphérique permettant de corriger toute la perturbation par le sun glint constitue donc un défi passionnant. Nous présenterons au chapitre 5, sous forme résumée, une expérimentation d'algorithme de correction atmosphérique en présence de sun glint. Le nom de cet algorithme, POLYMER, provient du modèle atmosphérique polynomial utilisé, et du capteur MERIS. Les détails de cet algorithme seront donnés en annexe, dans un article à soumettre pour publication.

Chapitre 2

Transfert radiatif et Couleur de l'Océan

On s'intéresse dans cette première partie aux relations fondamentales qui relient la grandeur mesurée par les capteurs satellitaires au dessus de l'atmosphère aux propriétés optiques des océans et de l'atmosphère. De plus amples détails pourront être trouvés dans [Deschamps 83] et [Lenoble 93].

2.1 Définitions

Nous définissons les grandeurs optiques et géométriques qui seront utilisées par la suite. Ces grandeurs sont considérées comme monochromatiques, et associées au rayonnement compris dans un petit intervalle autour d'une longueur d'onde donnée. Cette spécification est souvent omise pour alléger les notations.

2.1.1 Géométrie d'observation

La géométrie d'observation d'un point du système terre+atmosphère par un capteur satellitaire, est définie par les angles suivants :

- L'angle zénithal de visée θ_v , angle entre la direction d'observation et la normale au point observé
- L'angle zénithal solaire θ_s , angle entre la direction du soleil et la normale au point observé
- L'angle azimutal relatif ϕ , angle entre les plans verticaux contenant respectivement les directions solaire et d'observation.

2.1.2 Grandeurs optiques

Considérons un flux radiatif monochromatique élémentaire dF , exprimé en $\text{W} \cdot \mu\text{m}^{-1}$, éclairant une surface élémentaire dS , ou issue de cette surface. Le rapport $E = \frac{dF}{dS}$ ($\text{W} \cdot \text{m}^2 \cdot \mu\text{m}^{-1}$) définit l'éclairement monochromatique de la surface dS par le flux dF . En particulier, l'éclairement solaire pour un soleil au zénith sera noté E_s . Un éclairement résulte du rayonnement dans toutes les directions autour de la surface éclairée ; pour décrire ce champ, on peut se restreindre à un éclairement élémentaire dE provenant d'une direction particulière formant un angle θ avec la normale à la surface dS , à un petit angle solide $d\Omega$ près. On définit alors la luminance $L(\theta, \phi)$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) par :

$$L(\theta, \phi) = \frac{dE}{d\Omega \cos(\theta)} \quad (2.1)$$

Dans le cas d'un rayonnement isotrope de luminance L_0 , la relation précédente peut être intégrée dans le demi-espace autour de la surface dS , et donne :

$$E = \pi \cdot L_0 \quad (2.2)$$

La luminance est la grandeur mesurée par les radiomètres satellitaires que nous étudierons. Dans cette configuration, on parlera de luminances "montantes", c'est à dire en provenance du système terre+atmosphère.

Nous appellerons "luminance normalisée" la luminance normalisée par l'éclairement solaire :

$$R(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{\pi L(\theta_s, \theta_v, \phi)}{E_s} \quad (2.3)$$

Cette grandeur est définie pour s'affranchir des variations spectrales et temporelles de l'éclairement solaire, car les luminances mesurées y sont proportionnelles.

La réflectance bidirectionnelle, grandeur sans unité notée $\rho(\theta_s, \theta_v, \phi)$, est définie pour des directions d'éclairement et d'observation θ_s, θ_v, ϕ par :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{\pi L(\theta_s, \theta_v, \phi)}{\cos(\theta_s) E_s} \quad (2.4)$$

Pour un réflecteur lambertien, la réflectance bidirectionnelle devient indépendante des directions d'éclairement et – par le principe de retour inverse de la lumière – d'observation. On a alors :

$$\rho = \frac{\pi L}{\cos(\theta_s) E_s} \quad (2.5)$$

Nous utiliserons par la suite les réflectances bidirectionnelles pour caractériser les signaux observés, et nous les nommerons simplement réflectance pour alléger les notations.

2.2 Modélisation du signal atmosphérique

La propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère fait intervenir deux processus : la diffusion, lors de laquelle un photon interagissant avec une particule est dévié dans une autre direction, et l'absorption, où le photon est détruit et transmet son énergie à la particule, le plus souvent sous forme de chaleur. Le couplage entre ces deux processus rend la modélisation du signal atmosphérique très complexe, et il est nécessaire d'adopter des hypothèses simplificatrices.

2.2.1 Correction de l'absorption gazeuse

Pour modéliser le signal reçu par le capteur au dessus de l'atmosphère, nous allons considérer que l'on peut découpler les phénomènes d'absorption gazeuse et de diffusion, ce qui nous permettra de corriger une fois pour toute le signal mesuré de l'effet de l'absorption gazeuse, pour se ramener à un signal où n'intervient que la diffusion. Notamment, l'ozone, principal gaz absorbant, est localisé dans la stratosphère, entre 20 et 50 km. À cette altitude, les molécules et aérosols sont raréfiés¹ : les phénomènes de diffusion sont donc peu importante au dessus de la couche d'ozone.

¹à l'exception des aérosols volcaniques en cas d'éruption importante

Ainsi, on corrige le signal en haut de l'atmosphère par un coefficient de transmission totale (pour les trajets descendants et montants)

$$T_{O_3}(\theta_s, \theta_v, U_{O_3}, \lambda) = T_{O_3}^\downarrow(\theta_s, U_{O_3}, \lambda) \times T_{O_3}^\uparrow(\theta_v, U_{O_3}, \lambda)$$

déterminé pour les angles zénithaux θ_s et θ_v , et pour la quantité d'ozone U_{O_3} . Une fois cette correction effectuée, on considère que le signal atmosphérique résiduel ne fait intervenir que la diffusion. Ce point de vue est justifié dans la plupart des cas, sauf lorsque l'observation est faite au dessus d'aérosols absorbants. Le même type de raisonnement justifie cette approximation pour les autres gaz absorbants que sont notamment le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau, et la correction globale donnée par le produit des coefficients de transmission des divers gaz absorbants.

2.2.2 Décomposition du signal en haut de l'atmosphère

Pour effectuer les corrections atmosphériques, le signal mesuré en haut de l'atmosphère (TOA – Top Of the Atmosphere) est décomposé de la manière suivante :

$$\rho_{TOA} \approx T_{gaz}(\rho_{mol} + \rho_{aer} + \bar{T} \cdot \rho_{gli} + \rho_{coupl} + \rho_{mer}) \quad (2.6)$$

Comme on l'a vu en partie précédente, la transmission gazeuse est considérée comme découplée des phénomènes de diffusion, et est égale au produit des transmissions des divers gaz absorbants : $T_{gaz} = T_{O_3} \cdot T_{CO_2} \cdot T_{H_2O}$. Nous avons ensuite les divers composantes atmosphériques suivantes : ρ_{mol} est la réflectance due à la diffusion des molécules (diffusion Rayleigh). Ce signal est bien connu, et on peut l'estimer avec précision en fonction des positions du capteur et du soleil. ρ_{aer} est la réflectance des aérosols, qui constitue la difficulté majeure de la correction atmosphérique, car le contenu en aérosols ainsi que leur nature varie. Le terme ρ_{coupl} représente l'ensemble des divers couplages entre les termes précédents, par exemple le couplage entre molécules et aérosols, ou entre le sun glint et les molécules, qui devient important dès lors qu'on s'attache à la correction du sun glint. Le terme ρ_{mer} correspond à la réflectance de la mer, incluant l'écume et le couplage avec l'atmosphère. Nous détaillerons ce terme par la suite.

Le deuxième élément problématique de la correction atmosphérique sur les océans est la réflexion spéculaire du rayonnement solaire à la surface agitée de l'eau ρ_{gli} , aussi appelé "sun glint", qui se manifeste par une large tâche brillante, et auquel on applique un facteur de transmission directe de l'atmosphère \bar{T} . Ce signal a été modélisé par [Cox 54], et peut donc être *a priori* prédit si on connaît la géométrie d'observation et la vitesse du vent. Un exemple d'effet du sun glint est présenté en figure 2.1 : on voit la tâche du sun glint sur la mer, dans la partie droite de l'image. Cependant, les informations disponibles sur la vitesse du vent ne permettent pas d'estimer avec suffisamment de précision l'intensité du sun glint. Les informations disponibles sur la vitesse du vent sont issues de modèles météorologiques : dans le cas de MERIS, ces données sont produites par le centre ECMWF². Les figures 2.2(a) et 2.2(b) illustrent cette difficulté : elles présentent, pour cette même scène en mer méditerranée, le sun glint tel qu'estimé d'après la vitesse du vent par le modèle de Cox et Munk, et le sun glint déduit de l'observation du canal à 865 nm. Ces figures montrent que la tendance générale du sun glint est reproduite, mais de fortes variations locales apparaissent sur la scène observée, entraînant des écarts de plusieurs pourcents entre le modèle et la réalité. Ainsi, les corrections atmosphériques ne sont généralement plus effectuées lorsque l'observation est trop contaminée par le sun glint, généralement vers 0.5% de réflectance [Wang 01].

La contribution océanique ρ_{mer} se décompose de la manière suivante

$$\rho_{mer} = \frac{T^{\uparrow\downarrow} \cdot (\rho_w^+ + \rho_f)}{1 - S(\rho_w^+ + \rho_f)} \quad (2.7)$$

Ce terme prend en compte la transmission diffuse de l'atmosphère $T^{\uparrow\downarrow}$, ainsi que l'effet de couplage entre l'atmosphère d'albédo sphérique S et la surface océanique. Cet effet de couplage correspond aux photons – peu nombreux du fait que les réflectances marines sont faibles – qui effectuent plusieurs allers-retours entre l'océan et l'atmosphère [Tanre 79].

De plus, à la réflectance marine proprement dite ρ_w^+ , prise au dessus de la surface, on peut ajouter la contribution de l'écume marine. L'importance de la prise en compte de ce terme a été démontrée [Nicolas 01]; une étude de Gordon et Wang [Gordon 94b] indique que la modélisation de l'écume d'après

²<http://www.ecmwf.int>



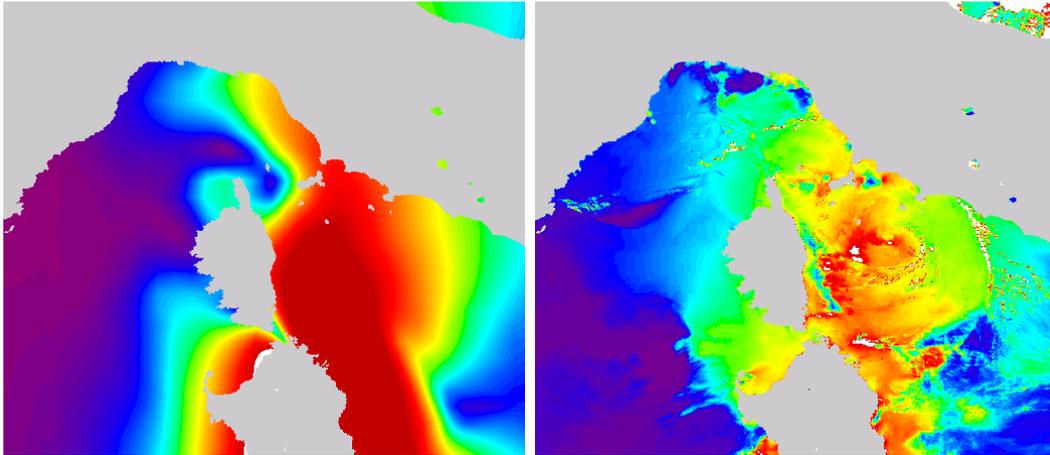
FIG. 2.1 – Une scène observée par MERIS (29/06/2003) en mer méditerranéenne où l’observation de l’océan est contaminée par le sun glint, sur la partie droite de l’image. Les importantes variations locales de l’intensité du sun glint illustrent le fait qu’on ne peut pas estimer ce signal d’après la vitesse du vent.

l’information sur la vitesse du vent est suffisamment précise pour la correction atmosphérique. Il a également été montré [Frouin 96] que la réflectance de l’écume diminue notablement dans le proche infra-rouge, alors que l’écume était souvent considérée comme spectralement blanche, c’est à dire ayant la même réflectance à toutes les longueurs d’onde dans le domaine visible.

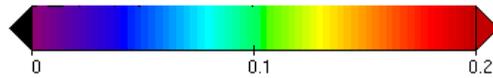
2.2.3 Calcul des composantes atmosphériques

Certains termes de la décomposition précédente 2.6, liés aux phénomènes de diffusion, peuvent être calculés très précisément en fonction d’un certain nombre de paramètres, par exemple :

- La diffusion moléculaire $\rho_{mol}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$, en fonction de la longueur d’onde et la géométrie d’observation,
- le coefficient de transmission correspondant à la diffusion moléculaire $T_{mol}^{\uparrow\downarrow}(\lambda, \theta, \phi)$,
- la diffusion des aérosols $\rho_{aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi, \text{mod}, \tau_a)$, en fonction de la longueur d’onde, la géométrie d’observation, l’épaisseur optique des aérosols et leur type, représenté par un modèle spécifique,
- le coefficient de transmission correspondant $T_{aer}^{\uparrow\downarrow}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \text{mod}, \tau_a)$,
- des termes de couplage, par exemple entre molécules et aérosols, peuvent être obtenus en effectuant la simulation pour une atmosphère contenant à la fois des molécules et des aérosols.



(a) Réflectance du sun glint à 865 nm, (b) Réflectance réelle de la scène à 865 déduite de la vitesse du vent par le modèle nm, avec correction de la transmission de Cox et Munk [Cox 54]. L'information gazeuse et de la diffusion moléculaire : sur la vitesse du vent est issue de modèles $\rho_{TOA}(\lambda)/T_{gas}(\lambda) - \rho_{mol}(\lambda)$. On observe essentiellement le sun glint.



(c) Échelle de couleurs utilisée

FIG. 2.2 – Mise en évidence du sun glint correspondant à la scène 2.1 sur la mer Méditerranée (29/06/2003) : d'une part le sun glint est déduit de la vitesse du vent par le modèle de Cox et Munk (2.2(a)), et d'autre part déduit de l'observation dans le canal à 865 nm (2.2(b)) (qui inclut également quelques nuages, et les aérosols aux faibles réflectances). Les figures sont très différentes, avec de fortes variations locales du sun glint réel. On ne peut pas reproduire ces variations d'après l'estimation disponible de la vitesse du vent. La correction du sun glint d'après l'estimation (2.2(a)) n'est donc pas possible.

Le calcul de ces termes repose sur l'équation du transfert radiatif (voir [Lenoble 93]). Cette équation ne peut pas être résolue de manière analytique. Des solutions peuvent être approchées numériquement par les méthodes suivantes :

- Les ordres successifs de diffusion (SOS – Successive Orders of Scattering). Cette méthode consiste à tenir compte successivement des photons ayant subi 1, puis 2... n diffusions [Deuzé 89]. Nous utiliserons cette méthode pour les études décrites dans ce manuscrit.
- Le calcul de Monte-Carlo, qui consiste à calculer la propagation de photons individuels, la solution étant approchée pour un très grand nombre de photons. Cette méthode nécessite davantage de moyens de calcul, mais elle a l'avantage de donner plus de flexibilité, permettant notamment de connaître l'historique de chaque photon (nombre de diffusions...).

Ces méthodes étant coûteuses en temps de calcul, une pratique courante et qui sera utilisée par la suite, consiste à pré-calculer ces grandeurs pour toutes les valeurs des paramètres d'entrée balayant l'intervalle des valeurs possibles. On stocke alors les résultats dans des tableaux de valeurs pré-calculées ayant autant de dimensions que de paramètres d'entrée : les Look-Up Tables (LUTs). Les valeurs pour des paramètres quelconques sont ensuite obtenues par interpolation dans ces tables.

2.3 Signal marin

Les capteurs satellitaires peuvent observer les variations des propriétés optiques de la couche superficielle des océans – la couche dans laquelle la lumière peut pénétrer, être diffusée (ou absorbée) par les particules en suspension dans l'eau ou par les matières dissoutes, pour être rediffusée vers l'espace. C'est dans cette couche, appelée zone euphotique et pouvant s'étendre de quelques mètres à environ 200m d'épaisseur, que peut se produire la photosynthèse et le développement de phytoplancton. L'abondance du phytoplancton et donc de pigment chlorophylle modifie les propriétés optiques apparentes de l'eau. De manière plus générale, il est important de distinguer les propriétés optiques inhérentes (IOP) de l'eau de mer, de ses propriétés apparentes (AOP) [Preisendorfer 61]. Les propriétés optiques inhérentes sont des paramètres qui déterminent la manière dont l'eau de mer et ses divers constituants diffusent

et absorbent le rayonnement : les paramètres spectraux habituellement utilisés sont l'absorption $a(\lambda)$, la diffusion $b(\lambda)$ et la rétrodiffusion $b_b(\lambda)$. Les IOP sont additives, donc on peut décomposer ces paramètres en la somme des paramètres correspondant à chaque composante. Par exemple, l'absorption totale peut être décomposée en la somme de l'absorption de l'eau pure, du phytoplancton, des matières en suspension et des substances dissoutes : $a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{chl}(\lambda) + a_{sm}(\lambda) + a_y(\lambda)$. On peut procéder de même pour la diffusion et la rétrodiffusion. Les propriétés optiques apparentes correspondent au spectre des réflectances marines. Des modèles ont été établis, permettant d'obtenir les propriétés apparentes en fonction des propriétés inhérentes [Morel 88] [Morel 01].

Les eaux océaniques sont séparées en deux catégories [Morel 77] :

- Les eaux du cas I, pour lesquelles on peut considérer que les propriétés optiques sont uniquement déterminées par la concentration en pigment chlorophylle dans la couche superficielle. On rencontre cette situation en océan ouvert.
- Les eaux du cas II, qui sont généralement proches des côtes, pour lesquelles des particules en suspension (sédiments) et substances dissoutes (substances jaunes) affectent également les propriétés optiques apparentes de l'eau.

Cependant, il est réducteur de limiter la description des eaux du cas I à la seule grandeur "concentration en chlorophylle" [Lee 06]. C'est là une pratique courante, et nous allons souvent procéder de même dans ce manuscrit, mais il est important d'avoir à l'idée que la concentration en chlorophylle est seulement un des nombreux paramètres qui caractérise les IOPs.

Sur la figure 2.3 sont présentées les réflectances marines des eaux du cas I pour différentes valeurs de concentrations en chlorophylle. Au delà de 700 nm, les réflectances marines deviennent assez faibles du fait de la forte absorption de l'eau à ces longueurs d'ondes. Il est intéressant de noter que la réflectance marine varie peu à 510 nm quelle que soit la concentration en chlorophylle.

En pratique, on cherche le plus souvent à estimer la réflectance de l'eau à plusieurs longueurs d'ondes dans le bleu et le vert, puis on applique à ces réflectances marines un algorithme, dit bio-optique, permettant d'estimer la concentration en pigment chlorophylle dans la couche superficielle de la mer.

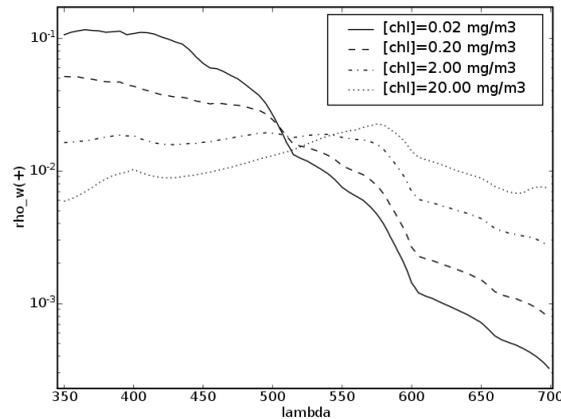


FIG. 2.3 – Réflectances marines des eaux du cas I dans le visible, calculées par le modèle de Morel et Maritorena [Morel 01] pour différentes concentrations en chlorophylle. On note que les eaux riches en chlorophylle sont "moins bleues" (absorption de la chlorophylle) et "plus vertes" (diffusion de la chlorophylle dans le vert). À la longueur d'onde 510 nm, les réflectances marines varient peu avec la concentration en chlorophylle.

Des algorithmes bio-optiques variés ont été proposés [O'Reilly 98], dont le principe général est de déterminer la concentration en chlorophylle d'après le rapport "bleu sur vert".

2.4 Correction atmosphérique au dessus des océans

Pour réaliser des corrections atmosphériques des phénomènes de diffusion atmosphérique au dessus des océans, deux problèmes distincts se posent. Le premier est de corriger la diffusion moléculaire, qui peut être parfaitement déterminée d'après la géométrie d'observation et la pression atmosphérique. La difficulté consiste à l'estimer avec une très bonne précision, car l'intensité de la diffusion moléculaire domine le signal : elle représente typiquement 90% du signal total observé en haut de l'atmosphère.

Le deuxième problème est de corriger la contribution des aérosols : cette étape est plus délicate car le type et l'abondance des aérosols sont *a priori* inconnus. Pour faire cette correction, la méthode traditionnelle consiste à estimer la réflectance des aérosols à l'aide de bandes spectrales dans le domaine

proche infrarouge, pour lesquelles la contribution de l'océan est négligeable, de sorte que le signal observé soit identifiable au signal provenant des aérosols. Pour les eaux du cas I, on peut légitimement considérer que l'océan est noir au delà de 700 nm [Gordon 94b], mais les eaux du cas II sont plus problématiques car la turbidité marine augmente le signal renvoyé dans le proche infra-rouge.

La diffusion des aérosols est généralement modélisée par des modèles à deux paramètres, à savoir leur épaisseur optique (abondance) et leur dépendance spectrale (couleur). Dans ce cas, le modèle atmosphérique sera estimé grâce à deux bandes spectrales dans le proche infrarouge. Le modèle obtenu permet de calculer le signal aérosols aux autres longueurs d'ondes : on peut comparer ce processus à une extrapolation du signal.

Dans le cas où l'observation, en particulier aux canaux proche infrarouge, est contaminée par le signal du sun glint, cette méthode ne fonctionne plus. Si rien n'est fait pour prendre en compte le sun glint, celui-ci est interprété comme de la diffusion par les aérosols, ce qui entraîne une mauvaise estimation du modèle d'aérosols. Il est possible de corriger le sun glint lorsqu'il est relativement faible ($< 1\%$) [Wang 01], en calculant son intensité par le modèle de Cox et Munk [Cox 54], d'après une estimation de la vitesse du vent. Mais dès que ce signal devient trop intense, une autre méthode devient nécessaire, car l'information exogènes sur la vitesse du vent ne permettent pas d'estimer son intensité avec suffisamment de précision (voir section 2.2.2, figures 2.2).

Chapitre 3

POLDER-3

3.1 Présentation de l'instrument

Le capteur spatial POLDER-3 (POLarization and Directionality of Earth Reflectances) est un radiomètre imageur à grand champ mesurant les réflectances polarisées et directionnelles du système terre - atmosphère. Il a été lancé à bord du micro-satellite PARASOL le 18 décembre 2004, en orbite héliosynchrone à 705 km d'altitude ; c'est un membre de la constellation de satellites A-TRAIN (Afternoon train – l'heure locale de passage à l'équateur est environ 13h30), constituée de six satellites franco-américains volant sur la même orbite, à quelques minutes d'intervalle.

Les caractéristiques du capteur POLDER-3 sont quasiment identiques à celles de ses prédécesseurs POLDER-1 et 2 [Deschamps 94]. Ils sont basés sur une optique à large champ, une matrice CCD (Charged-Coupled Device) et une roue porte-filtres permettant de réaliser les mesures dans 9 bandes spectrales polarisées et non polarisées (15 canaux sont utilisés : une bande polarisée utilise trois canaux) :

Bandes spectrales	443	490	565	670	763	765	865	910	1020
Polarisation	non	oui	non	oui	non	non	oui	non	non

Les mesures sont répétées de manière qu'avec le déplacement du satellite, chaque point soit observé sous plusieurs directions de visée différentes. La résolution au sol est de $6 \times 7 \text{ km}^2$. Les évolutions principales de POLDER-3 par rapport à ses prédécesseurs sont :

- La rotation de la matrice CCD (rectangulaire, de dimensions 242x274 pixels) de 90° , de manière que le grand côté soit orienté dans l'axe de

déplacement du satellite, et non plus selon l'axe de la fauchée. Ainsi, la fauchée est réduite de 2400 à 1600 km, alors que le nombre d'observations directionnelles est augmenté de 14 à 16.

- Une bande à 1020 nm a été ajoutée.
- Pour certains canaux, l'acquisition polarisée/non polarisée a été modifiée.

Les capteurs POLDER-1 et POLDER-2 ont volé respectivement à bord de ADEOS-1 et ADEOS-2 en 1996/97 et en 2002/03, et n'ont été en exploitation que pendant respectivement 8 et 7 mois, alors que POLDER-3/PARASOL a dépassé les 3 ans de vol.

Un problème important, probablement dû à un effet de la lumière parasite, affecte fortement le canal à 443 nm, dont l'utilisation a été déconseillée à l'issue de la revue de qualité image [Fougnie 07].

3.2 Correction atmosphérique

3.2.1 Modèle radiométrique

Le principe de l'algorithme de correction atmosphérique utilisé pour estimer les réflectances marines à partir des mesures effectuées par POLDER-3 est similaire à l'algorithme développé pour SeaWiFS [Gordon 94b]. Une description plus exhaustive pourra être trouvée dans [Nicolas 02a]. La nature et la quantité d'aérosols sont déterminées en utilisant les canaux pour lesquels les réflectances marines sont négligeables ; deux canaux sont donc nécessaires pour déterminer le type d'aérosols tel que représenté par un modèle, et leur épaisseur optique. Les corrections atmosphériques sont effectuées pour chaque direction de visée, ce qui permet d'obtenir l'information sur les caractéristiques directionnelles des réflectances marines. Toutefois, les propriétés des aérosols sont déterminées une seule fois pour l'ensemble des directions de visées. En effet, ni le modèle d'aérosols, ni leur épaisseur optique, ne peuvent varier significativement avec l'angle d'observation.

Le signal TOA est décomposé comme décrit dans l'équation 2.6 (on omet les paramètres de chaque terme par souci de lisibilité, notamment la longueur d'onde et la direction de visée) :

$$\frac{\rho_{\text{TOA}}}{T_{\text{gaz}}} \approx \rho_{\text{mol}} + \rho_{\text{aer}} + \bar{T} \cdot \rho_{\text{gli}} + \rho_{\text{coupl}} + \frac{T^{\uparrow\downarrow} \cdot (\rho_w^+ + \rho_f)}{1 - S(\rho_w^+ + \rho_f)} \quad (3.1)$$

Les termes $\rho_{\text{mol}}(\theta_s, \theta_v, \phi, P_{\text{atm}}, \lambda)$, $\rho_{\text{aer}}(\theta_s, \theta_v, \phi, \text{mod}, \tau_a, \lambda)$, $\rho_{\text{gli}}(\theta_s, \theta_v, \phi, V_{\text{vent}}, \lambda)$ ainsi que les termes de transmissions directe $\bar{T}(\theta_s, \theta_v, \lambda)$ et totale (directe + diffuse) $T^{\uparrow\downarrow}(\theta_s, \theta_v, \lambda)$ sont calculés par les ordres successifs de diffusion (SOS [Deuzé 89], voir partie 2.2.3).

Pour la suite, nous allons décomposer le terme de couplages comme la somme des couplages entre molécules et aérosols, et entre molécules et sun glint.

$$\rho_{\text{coupl}} \approx \rho_{\text{gm}} + \rho_{\text{am}} \quad (3.2)$$

Le terme $\rho_{\text{aer}} + \rho_{\text{am}}$ correspond à la réflectance des aérosols et au couplage entre aérosols et moléculaire. Ce terme sera calculé par le code SOS comme $\rho_{\text{aer}} = \rho_{\text{tot}} - \rho_{\text{mol}}$, ρ_{tot} étant la réflectance d'une atmosphère contenant des molécules et des aérosols, calculée par les ordres successifs pour une réflectance de surface nulle.

3.2.2 Correction atmosphérique : première étape

La première étape consiste à corriger le signal mesuré, pour les canaux 670 nm et 865 nm, où les réflectances marines sont considérées comme négligeables, des effets suivants :

- Absorption gazeuse T_{gaz}
- Diffusion moléculaire ρ_{mol}
- La somme du sun glint direct $\bar{T} \cdot \rho_{\text{gli}}$ et du couplage entre moléculaire et sun glint ρ_{gm} . Ce terme est pré-calculé par le code SOS, en prenant comme paramètres la géométrie d'observation et la vitesse du vent. L'estimation du sun glint direct peut être faite d'après le modèle de Cox et Munk [Cox 54], mais l'utilisation du code SOS permet de calculer également le terme de couplage. La valeur de correction est obtenue par interpolation dans la table pré-calculée (LUT).
- Réflectance de l'écume et ses interactions multiples avec l'atmosphère : $\frac{T^{\uparrow\downarrow} \cdot \rho_f}{1 - S\rho_f}$, où la contamination par l'écume, et donc la "réflectance de l'écume"

ρ_f à l'échelle du pixel observé, est également estimée d'après la vitesse du vent, d'après [Koepke 84], [Monahan 80].

On définit ainsi les "réflectances corrigées" à 670 nm et 865 nm, et pour chaque direction de visée, par :

$$\rho_{\text{corr}} = \frac{\rho_{\text{TOA}}}{T_{\text{gaz}}} - \rho_{\text{mol}} - \bar{T} \cdot \rho_{\text{gli}} - \rho_{\text{gm}} - \frac{T^{\uparrow\downarrow} \cdot \rho_f}{1 - S\rho_f} \quad (3.3)$$

Ces réflectances s'identifient à la somme de la réflectance des aérosols et du couplage aérosols-moléculaire, et seront donc utilisées pour estimer les propriétés des aérosols (voir partie suivante 3.2.3). Une fois ce terme $\rho_{\text{aer}} + \rho_{\text{am}}$ déterminé pour les canaux "couleur de l'océan" (490 et 565 nm), la réflectance marine selon la direction de visée i est obtenue par la relation suivante, déduite de (3.1) :

$$\rho_w^+ = \frac{\rho_w^+(i)}{1 + S\rho_w^+(i)} - \rho_f(i) \quad (3.4)$$

$$\text{avec } \rho_w^+(i) = 1/T^{\uparrow\downarrow} \left(\frac{\rho_{\text{TOA}}(i)}{T_{\text{gaz}}(i)} - \rho_{\text{mol}}(i) - (\rho_{\text{aer}} + \rho_{\text{am}}) - (\bar{T}(i) \cdot \rho_{\text{gli}}(i) + \rho_{\text{gm}}(i)) \right) \quad (3.5)$$

ρ_w^+ correspond aux réflectances marines dans le cas où on néglige la réflectance de l'écume et les interactions multiples océan-atmosphère. Enfin, ces réflectances marines $\rho_w^+(i)$ bidirectionnelles sont moyennées pour obtenir une réflectance que nous appellerons "non directionnelle" ρ_w^+ .

3.2.3 Estimation des propriétés des aérosols

Les propriétés des aérosols sont décrites par leur épaisseur optique à 865 nm τ_a et leur modèle, parmi 12 modèles donnés par la classification de Shettle et Fenn [Shettle 79], qu'on peut regrouper en trois classes (Maritime "M", Coastal "C" et Tropospheric "T"), et pour lesquelles on fait varier l'humidité relative :

- Modèles maritimes : M98, M95, M90, M80 (par exemple, le modèle M98 a un taux d'humidité relative de 98%)
- Modèles côtiers : C90, C80, C70

– Modèles troposphériques : T99, T98, T90, T80, T70

Les aérosols sont habituellement caractérisés par le coefficient d'Angström, noté α , qui permet d'approcher avec une bonne précision la variation de leur épaisseur optique avec la longueur d'onde, et qui ne varie qu'avec le type d'aérosols :

$$\frac{\tau_{aer}(\lambda_1)}{\tau_{aer}(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-\alpha} \quad (3.6)$$

Ces 12 modèles sont classés par valeur croissante du coefficient d'Angström, de 0.110 pour M98 à 1.678 pour T70. Pour déterminer ces deux paramètres, on utilise les réflectances corrigées précédemment définies (3.3). On définit la "dépendance spectrale" du signal aérosols (observé) par :

$$\epsilon = \frac{\sum_i \rho_{\text{corr}}(670, i)}{\sum_i \rho_{\text{corr}}(865, i)}, \text{ pour les directions de visée } i \quad (3.7)$$

De la même manière, on définit la grandeur similaire, pour une épaisseur optique des aérosols donnée, pour chaque modèle d'aérosols :

$$\epsilon_{\text{mod}}(i_{\text{mod}}, \tau_a) = \frac{\sum_i \rho_{\text{mod}}(670, i, i_{\text{mod}}, \tau_a)}{\sum_i \rho_{\text{mod}}(865, i, i_{\text{mod}}, \tau_a)}, \text{ pour les directions de visée } i \quad (3.8)$$

Dans cette relation, $\rho_{\text{mod}}(\lambda, i, i_{\text{mod}}, \tau_a)$ est la réflectance des aérosols calculée par le code SOS pour un modèle i_{mod} , une épaisseur optique τ_a , une longueur d'onde λ et la géométrie θ_s, θ_v, ϕ de la direction de visée i . De plus le modèle d'aérosols i_{mod} sera pris comme un paramètre continu ; pour un modèle i_{mod} dans l'intervalle $[[j_{\text{mod}}, j_{\text{mod}} + 1]]$, on interpolera les réflectances correspondantes $\rho_{\text{mod}}(\lambda, i, j_{\text{mod}}, \tau_a)$ et $\rho_{\text{mod}}(\lambda, i, j_{\text{mod}} + 1, \tau_a)$

Pour déterminer les paramètres τ_a et i_{mod} , on fixe initialement une valeur arbitraire de $\tau_a = 0.1$, et procède de manière itérative sur les paramètres i_{mod} et τ_a :

1. Pour la valeur de τ_a courante, on détermine le modèle i_{mod} pour lequel la dépendance spectrale $\epsilon_{\text{mod}}(i_{\text{mod}}, \tau_a)$ est égale à la dépendance spectrale du signal observé ϵ .
2. Pour le modèle d'aérosols courant i_{mod} , on détermine l'épaisseur optique

τ_a pour laquelle la réflectance modélisée à 865 nm $\rho_{\text{mod}}(865, i, i_{\text{mod}}, \tau_a)$ est égale à la réflectance corrigée à 865 nm $\rho_{\text{corr}}(865)$, en moyenne pour toutes les directions de visée i .

Deux itérations sont effectuées pour ces deux étapes, et sont suffisantes pour la convergence du processus. Pour les paramètres trouvés, la réflectance des aérosols ρ_{aer} est calculée aux longueurs d'onde 490 et 565 nm.

3.2.4 Prise en compte de la turbidité marine

Lors de l'estimation du contenu en aérosols, on a supposé que l'océan est "noir" à 670 nm et 865 nm ($\rho_w(670) = \rho_w(865) = 0$). La réflectance marine est effectivement négligeable à 865 nm, du fait de la haute absorption de l'eau pure à cette longueur d'onde, mais il n'en est pas de même à 670 nm, où la présence de turbidité marine peut augmenter significativement la réflectance marine. Dans ce cas, l'algorithme précédent va estimer le contenu en aérosols, à 670 nm, à partir de $\rho_w(670) + \rho_{\text{aer}}(670)$, et donc surestimer le contenu en aérosols. On aboutira donc à une correction atmosphérique trop importante, et donc une sous-estimation des réflectances marines, pouvant aboutir dans certains cas à des réflectances marines négatives.

Une solution simple permettant de prendre en compte la turbidité marine est utilisée. Elle consiste à considérer qu'en première approche, une relation linéaire relie les réflectances marines à 565 nm et 670 nm (d'après une simulation par le modèle de transfert radiatif numérique Hydrolight validée par des mesures *in situ*, voir [Nicolas 02a]) :

$$\rho_w(670) = a\rho_w(565) + b \quad (3.9)$$

où $a = 0.2$ et $b = -0.0005$

On définit alors une nouvelle dépendance spectrale du signal observé,

$$\epsilon = \frac{\sum_i (\rho_{\text{corr}}(670, i) - a\rho_{\text{corr}}(565, i) - b)}{\sum_i \rho_{\text{corr}}(865, i)}, \text{ pour les directions de visée } i \quad (3.10)$$

3.3 Algorithme bio-optique

Les algorithmes bio-optiques utilisés dans les chaînes couleur de l'eau de POLDER-1 et POLDER-2 sont décrits dans l'ATBD POLDER [Nicolas 02b]. Nous les définissons ici pour des réflectances marines ρ_w^- prises en dessous de l'interface eau-air. Le passage à l'interface se fait par le coefficient moyen déduit des équations de Fresnel : $\rho_w^+ = 0.544\rho_w^-$. Ces algorithmes sont :

- L'algorithme OC2-v4 [O'Reilly 98] [O'Reilly 00] développé pour SeaWiFS :

$$[\text{Chl-oc2v4}] = 10^{a_0 + a_1 * R + a_2 * R^2 + a_3 * R^3} + a_4 \quad (3.11)$$

$$\text{avec } R = \log_{10}\left(\frac{\rho_w^-(490)}{\rho_w^-(555)}\right)$$

$$a_0 = 0.319 \quad a_1 = -2.336 \quad a_2 = 0.879$$

$$a_3 = -0.135 \quad a_4 = -0.071$$

$$\text{et } \rho_w^-(555) = 1.1204 \times \rho_w^-(565) + 2.91 \times 10^{-4}$$

- Un algorithme empirique qui a été utilisé pour POLDER-1 et POLDER-2 :

$$[\text{Chl}] = \exp\left(a + b \ln \frac{\rho_w^-(443)^2 + \rho_w^-(490)^2}{\rho_{w0}^-(565)^2 + \rho_w^-(565)^2}\right) \quad (3.12)$$

$$\text{avec } \rho_{w0}^-(565) = 0.01 \quad a = 1.194 \quad b = -1.12148$$

Étant donné que les mesures à 443 nm ne sont pas disponibles pour POLDER-3, seul l'algorithme OC2v4 (3.11) a pu être utilisé dans un premier temps. Un nouvel algorithme, OC2v4-QUAD a été dérivé de OC2v4 pour limiter l'effet du bruit des réflectances marines, qui est important comme nous le verrons par la suite, sur le produit concentration en chlorophylle. Cet algorithme consiste à appliquer un seuil aux réflectances marines $\rho_w^-(490)$ et $\rho_w^-(565)$ qui ont une valeur anormalement faible.

Par rapport à l'algorithme OC2v4, seul le rapport des réflectances R est modifié ; au numérateur et au dénominateur, on remplace la réflectance $\rho_w^-(\lambda)$ par le rapport $\frac{\rho_w^-(\lambda)^2 + \rho_{w0}^-(\lambda)^2}{\rho_w^-(\lambda) + \rho_{w0}^-(\lambda)}$ qui tend vers $\rho_{w0}^-(\lambda)$ lorsque $\rho_w^-(\lambda)$ tend vers 0, et qui est équivalente à $\rho_w^-(\lambda)$ pour $\rho_w^-(\lambda)$ très grand devant $\rho_{w0}^-(\lambda)$:

$$[\text{Chl-oc2v4}] = 10^{a_0 + a_1 * R + a_2 * R^2 + a_3 * R^3} + a_4 \quad (3.13)$$

$$\text{avec } R = \log 10 \left(\frac{\frac{\rho_w^-(490)^2 + \rho_{w0}^-(490)^2}{\rho_w^-(490) + \rho_{w0}^-(490)}}{\frac{\rho_w^-(555)^2 + \rho_{w0}^-(555)^2}{\rho_w^-(555) + \rho_{w0}^-(555)}} \right)$$

$$a_0 = 0.319 \quad a_1 = -2.336 \quad a_2 = 0.879$$

$$a_3 = -0.135 \quad a_4 = -0.071$$

$$\rho_w^-(555) = 1.1204 \times \rho_w^-(565) + 2.91 * 10^{-4}$$

$$\text{et } \rho_{w0}^-(490) = 0.01232 \quad \rho_{w0}^-(555) = 0.00588$$

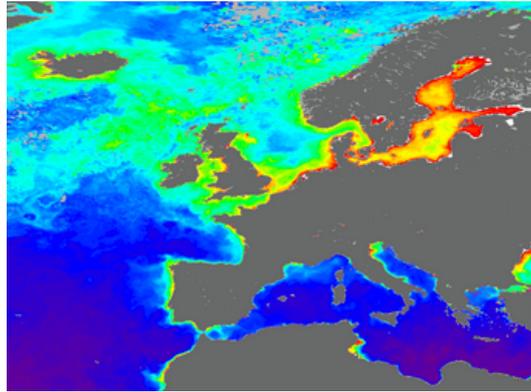
L'effet de cet algorithme est illustré par les figures 3.1. On voit qu'aux endroits où la concentration en chlorophylle était nettement surestimée par OC2v4 (zones en rouge), OC2v4-QUAD donne des valeurs plus réalistes. L'algorithme a joué un rôle d'"amortisseur" : en particulier, en évitant que les réflectances marines à 490 nm anormalement proches de zéro ne perturbent l'estimation de la concentration en chlorophylle et ne produise des résultats anormalement élevés.

3.4 Les donnée *in situ* BOUSSOLE

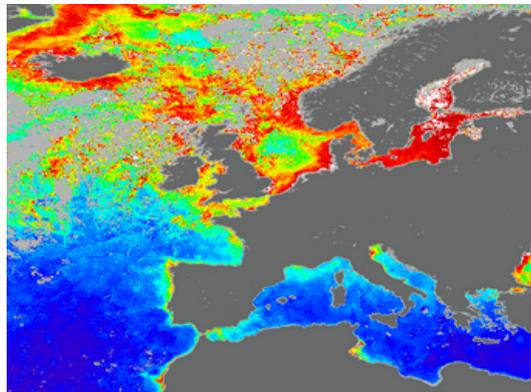
BOUSSOLE (Bouée pour l'acquisition de Séries Optiques à Long Terme – D. Antoine, [Antoine 06b]) est un projet visant à obtenir de longues séries temporelles de mesures optiques de l'eau de mer, notamment pour des opérations de calibration et validation de missions spatiales d'observation de la couleur de l'eau. La bouée effectuant les mesures est ancrée en mer Ligure (voir figure 3.2). L'instrument effectue les mesures optiques suivantes :

- au dessus de la surface : éclaircissement solaire $E_s(\lambda)$
- en dessous de la surface, à 4m et 9m de profondeur : éclaircissements montants $E^\uparrow(\lambda, 4m)$, $E^\uparrow(\lambda, 9m)$ et descendants $E^\downarrow(\lambda, 4m)$, $E^\downarrow(\lambda, 9m)$, et luminances montantes au nadir $L_u(\lambda, 4m)$, $L_u(\lambda, 9m)$.

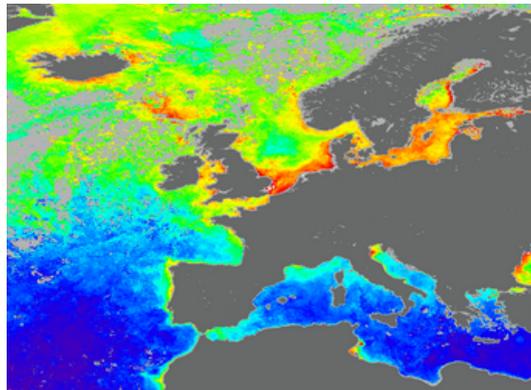
Pour obtenir les mesures correspondantes de réflectances marines au dessus de la surface, il faut dans un premier temps évaluer la luminance montante au nadir au dessus de la surface :



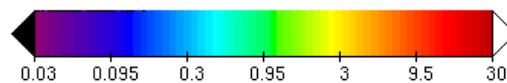
(a) Niveau 3 MODIS (GSFC, reprocessing 1.1)



(b) Niveau 3 POLDER-3, algorithme bio-optique OC2v4



(c) Niveau 3 POLDER-3, algorithme bio-optique OC2v4-QUAD



(d) Échelle de couleurs.

FIG. 3.1 – Comparaison visuelle de scènes extraites (sur l'Europe) des paramètres de niveau 3 MODIS et POLDER-3 avec l'algorithme bio-optique classique (OC2v4) et modifié (OC2v4-QUAD). Le produit est une synthèse mensuelle du mois de septembre 2005. La grille de projection est rectangulaire, de dimension globale 3240×6480 .

$$\rho_w(0+) = \frac{\pi L_u(0+)}{E_s} \quad (3.14)$$

Pour évaluer la luminance montante au nadir au dessus de la surface, on écrit le passage à l'interface eau-air :

$$L_u(0+) = L_u(0-) \frac{T_{\text{Fresnel}}}{n^2} \quad (3.15)$$

où T_{Fresnel} est le coefficient de transmission de Fresnel, qui vaut $1 - (\frac{n-1}{n+1})^2$ au nadir, et n est l'indice de l'eau. La luminance montante au nadir en dessous de la surface est évaluée d'après l'extinction entre 9 et 4m :

$$\frac{dL}{L} = -K_{L_u} \cdot dx \quad (3.16)$$

$$L_u(0-) = L_u(4m) \exp(4 * K_{L_u}) \quad (3.17)$$

Le coefficient d'extinction K étant donné par

$$K_{L_u} = - \frac{\ln(L_u(9m)) - \ln(L_u(4m))}{5} \quad (3.18)$$

Les mesures de réflectances marines effectuées par BOUSSOLE seront prises comme référence pour estimer les erreurs sur les estimations des réflectances marines de POLDER-3. Comme les erreurs sont estimées sur les produits de niveau 2, il conviendra de discriminer les sources d'erreurs suivantes :

- Erreurs liées à la radiométrie de POLDER-3 : erreurs sur les produits de niveau 1.
- Erreurs liées à l'algorithme : passage de niveau 1 au niveau 2.
- Erreurs liées aux mesures BOUSSOLE : on choisit de négliger ces erreurs devant les deux catégories précédentes, étant donnée la précision des mesures BOUSSOLE.

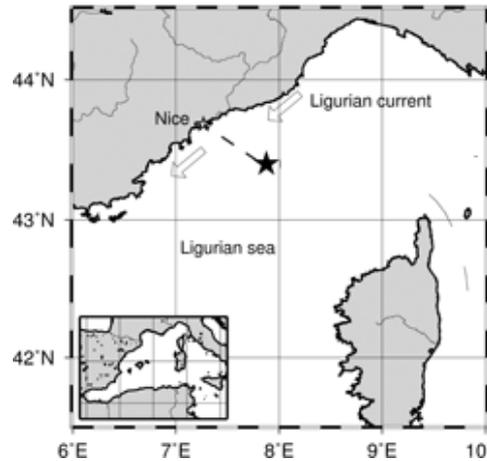


FIG. 3.2 – Localisation de la bouée BOUSSOLE en mer Ligurie (43°22' N, 7°54' E).

3.5 Corrections radiométriques

3.5.1 Définition des coefficients d'ajustement de l'étalonnage radiométrique

Pour un canal à la longueur d'onde λ , le coefficient d'étalonnage radiométrique permet de convertir les comptes numériques $c_N(\lambda)$, mesurés par le capteur, en luminances. De manière simplifiée, on peut écrire :

$$L(\lambda) = \frac{c_N(\lambda)}{A_k(\lambda)} \quad (3.19)$$

Considérons un ajustement effectué sur le coefficient d'étalonnage radiométrique, tel que l'on obtient une nouvelle luminance $L'(\lambda) = \frac{c_N(\lambda)}{A'_k(\lambda)}$. Le coefficient d'ajustement de l'étalonnage radiométrique s'écrira donc $\frac{A_k(\lambda)}{A'_k(\lambda)}$, tel que $L'(\lambda) = \frac{A_k(\lambda)}{A'_k(\lambda)} L(\lambda)$. Ce coefficient permet de réaliser un ajustement de l'étalonnage radiométrique autour de la valeur de référence $A_k(\lambda)$.

3.5.2 Analyse des produits marins POLDER-3 sur les mesures BOUSSOLE

Pour déterminer les causes d'erreurs qui affectent POLDER-3, les paramètres réflectances marine à 490 nm et 565 nm ont été comparés aux mesures de

réflectances marines BOUSSOLE, pour la période mars 2005 à juin 2006 (16 mois). L'évolution temporelle de ces séries de données est présentée en figure 3.3. Cette figure illustre le fait que les variations naturelles de la concentration en chlorophylle sur le site BOUSSOLE sont correctement suivies par les estimations issues de POLDER-3.

Un point POLDER-3 est associé à un point BOUSSOLE à la même longueur d'onde, de la manière suivante :

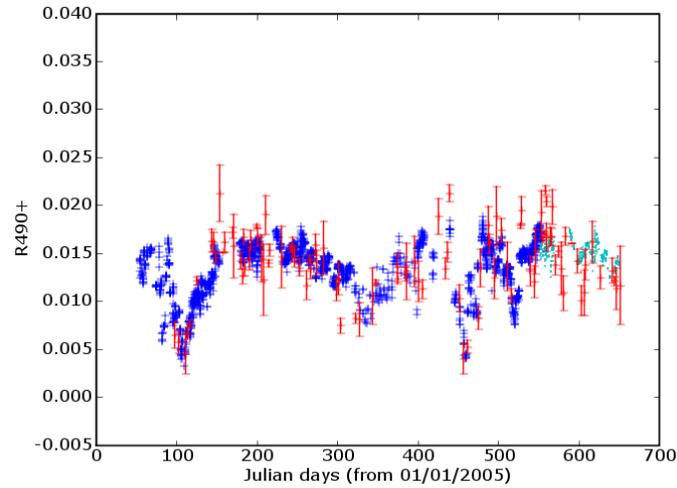
- Pour un jour donné, la mesure de réflectance marine BOUSSOLE retenue est la valeur médiane des mesures effectuées ce même jour.
- Au maximum, une seule estimation de réflectance marine POLDER-3 sera disponible pour ce même jour.
- Les conditions de validité d'une estimation POLDER-3 sont les suivantes :
 - L'épaisseur optique des aérosols à 865 nm retrouvée par POLDER-3 est inférieure à 0.6
 - L'observation POLDER-3 est identifiée comme non-nuageuse sur un pavé de 3x3 pixels autour du point BOUSSOLE.

Les différences entre les deux valeurs de réflectances marines associées sont analysées en fonction d'un certain nombre de paramètres, comme nous ne verrons par la suite. Pour affiner l'analyse, il a, dans certains cas, été nécessaire d'analyser les réflectances POLDER-3 bidirectionnelles, et non pas les réflectances non directionnelles, car nous verrons que certaines erreurs affectent différemment chaque direction de visée. Dans ce cas, les multiples réflectances bidirectionnelles – une par direction de visée – seront associées à une même réflectance issue de BOUSSOLE.

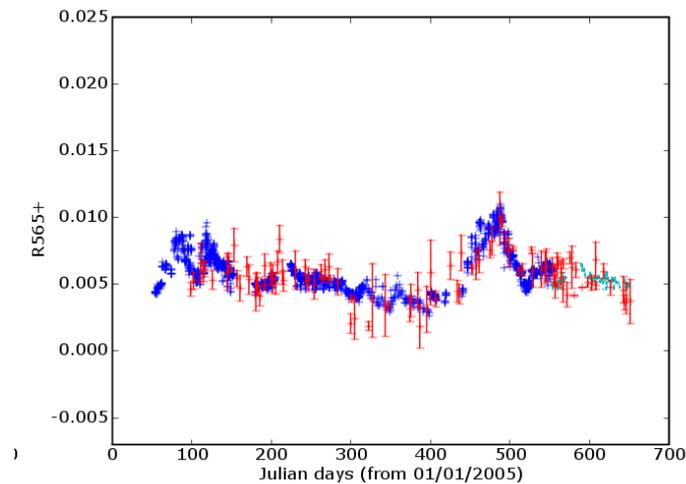
3.5.3 Validation de la correction de la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique

A partir de printemps 2006, soit un an après le début de l'exploitation de POLDER-3, il a été possible d'observer les effets de la perte de sensibilité du radiomètre. Ceci a été fait par Bertrand Fougnie *et al.* [Fougnie 07], qui ont utilisé diverses méthodes consistant à observer différentes cibles :

- Observation de la diffusion Rayleigh dans le proche infrarouge, sur les



(a) Réflectances marines à 490 nm.



(b) Réflectances marines à 565 nm.

FIG. 3.3 – Séries temporelles des données POLDER-3 et des données BOUSSOLE, pour les années 2005 et 2006. Les mesures de réflectances marines BOUSSOLE, au dessus de la surface, sont présentées en bleu. Les points bleu clair en fin de série correspondent à la translation des mesures BOUSSOLE d'une année : ces points sont donnés à titre indicatif et non pris en compte dans l'analyse. En rouge sont présentées les estimations de réflectances marines POLDER-3 : les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type des estimations directionnelles.

- océans en zones oligotrophes ¹,
- Observation du sun glint,
 - Observation des déserts, zones brillantes et stables,
 - Observation des nuages.

La dérive temporelle des coefficients d'étalonnage radiométrique diagnostiquée par Fougnie *et al.* est :

1. $\frac{A_k(490)}{A'_k(490)} : -3.0\%$ par an
2. $\frac{A_k(565)}{A'_k(565)} : -1.5\%$ par an
3. $\frac{A_k(670)}{A'_k(670)} : -1.0\%$ par an
4. $\frac{A_k(765)}{A'_k(765)} : 0\%$ par an

Cette dérive temporelle a été analysée sur les réflectances marines BOUSSOLE. Sur la figure 3.4, on présente l'évolution temporelle de l'erreur des estimations de réflectances marines POLDER-3 par rapport à la mesure BOUSSOLE correspondante, $\rho_w^+(\text{POLDER3}) - \rho_w^+(\text{BOUSSOLE})$, dans les deux cas suivants :

1. Pas d'ajustement de l'étalonnage radiométrique : à toutes les longueurs d'onde λ , $\frac{A_k(\lambda)}{A'_k(\lambda)} = 1$
2. Variation temporelle des coefficients d'ajustement de l'étalonnage radiométrique telle qu'indiquée précédemment (Fougnie *et al.*).

On observe que dans le premier cas, les réflectances marines estimées décroissent avec le temps, de l'ordre de 8.3×10^{-6} /jour à 490 nm et 2.2×10^{-6} /jour à 565 nm. Dans le deuxième cas, la dépendance temporelle est quasiment annulée par l'ajustement temporel des coefficients $\frac{A_k(\lambda)}{A'_k(\lambda)}$, ce qui confirme les valeurs des coefficients d'ajustement de l'étalonnage radiométrique appliquées. Un retraitement des produits de niveau 1 a été effectué par le CNES pour prendre en compte cette dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique.

¹les zones oligotrophes sont les "déserts des océans". Ce sont des zones pauvres en phytoplancton, avec par conséquent des réflectances marines stables, se rapprochant de celles de l'eau pure.

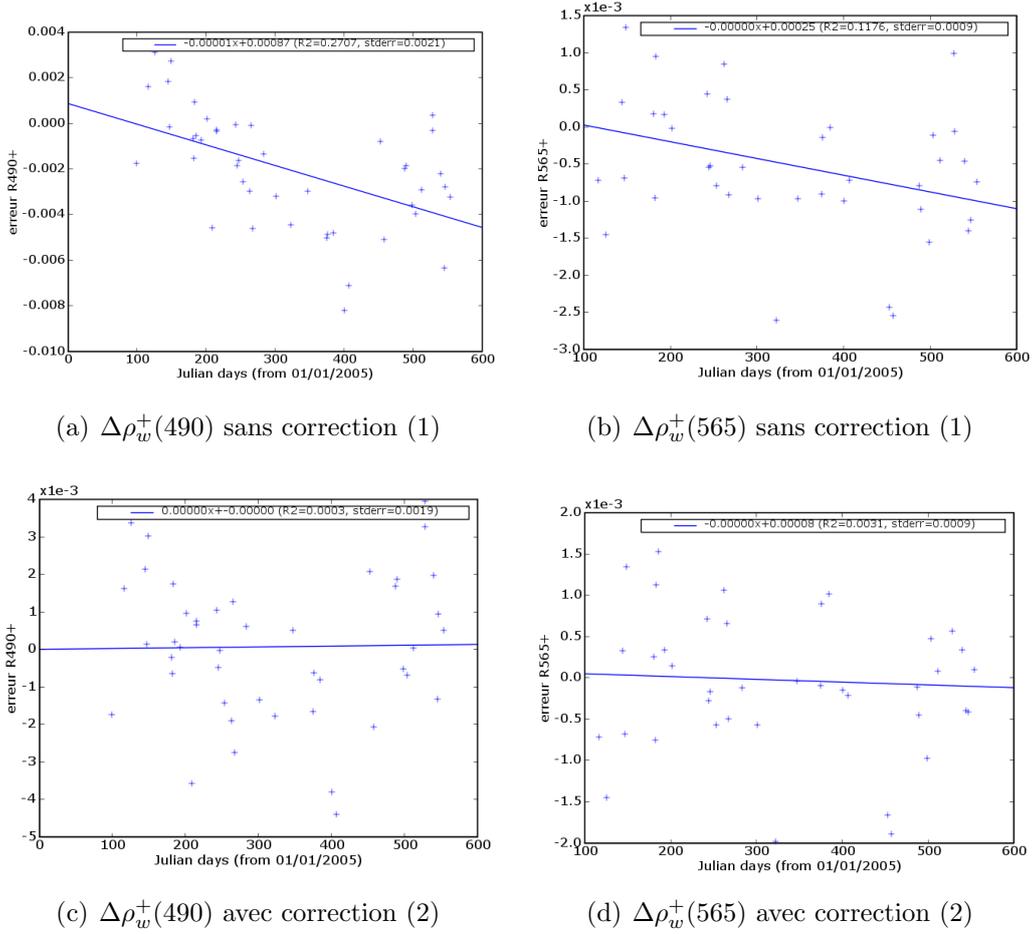


FIG. 3.4 – Évolution temporelle de l'erreur sur les réflectances marines POLDER-3 par rapport aux mesures BOUSSOLE $\Delta\rho_w^+(\lambda) = \rho_w^+(POLDER3) - \rho_w^+(BOUSSOLE)$, dans ceux cas : (1) sans correction de la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique et (2) avec correction de la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique (Fougnie *et al.*)

3.5.4 Corrélation des erreurs sur les produits de niveau 2 avec la lumière parasite

La lumière parasite est un phénomène lié aux imperfections du système optique du capteur. Le rayonnement arrivant sur la matrice CCD – qui se comporte comme un miroir – est réfléchi vers le système optique, notamment la roue porte-filtres. Suite à des réflexions multiples, une partie de ce rayonnement ”de fuite” peut être redirigée vers la matrice. Ce défaut est quantifié et corrigé suivant des mesures pré-vol. Les erreurs que nous observerons ne sont donc que le résidu de correction de la lumière parasite. Par souci de simplification, nous allons considérer que la lumière parasite affecte de manière égale chaque pixel de la matrice CCD, et que ce défaut est proportionnel à la quantité totale de rayonnement arrivant sur le capteur.

Nous construisons ainsi un indice de lumière parasite en calculant la moyenne du rayonnement à 670 nm, sur toute la matrice CCD. Cet indice est calculé pour chaque prise de vue ; pour un point donné, on aura donc un indice de lumière parasite par direction de visée, que nous désignerons par $L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i)$ pour la $i^{\text{ème}}$ direction de visée, et qui aura la dimension d’une luminance. Le choix de la longueur d’onde 670 nm a été fait car c’est la longueur d’onde qui donnera par la suite les meilleurs résultats (meilleures corrélations). Il est important de noter que les variations de la lumière parasite sont liées à la présence de cibles brillantes dans le champ de vue, en particulier nuages, neige, glace, déserts. Avec les variations de la couverture nuageuse, ces variations sont indépendantes de la cible observée. Par exemple lors de l’observation d’un pixel donné dans l’océan, la lumière parasite variera d’une scène à une autre proportionnellement à la couverture nuageuse.

$L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i)$ étant une luminance en haut de l’atmosphère, il n’y a pas de sens à la comparer à une erreur sur les réflectances marines $\Delta\rho_w^+(\lambda, i) = \rho_{w,\text{POLDER3}}^+(\lambda, i) - \rho_{w,\text{BOUSSOLE}}^+(\lambda)$. Cette erreur est liée à l’indicateur de lumière parasite, d’après la décomposition (2.6), par :

$$\frac{\pi L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i)}{\cos(\theta_s) E_s} \approx T_{\text{gaz}}(\lambda, i) \frac{T^{\uparrow\downarrow}(\lambda, i) \Delta\rho_w^+(\lambda, i)}{1 - S \cdot \Delta\rho_w^+(\lambda, i)} \quad (3.20)$$

Étant donné qu’on cherche simplement à mettre en évidence une corrélation

avec ce terme, on peut négliger les variations de la transmission gazeuse avec la direction de visée, et les interactions multiples entre océan et atmosphère :

$$\frac{\pi L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i)}{\cos(\theta_s) E_s} \approx T^{\uparrow\downarrow}(\lambda, i) \Delta\rho_w(\lambda, i) \quad (3.21)$$

Les variations des transmissions gazeuses avec la direction de visée sont négligeables : on comparera donc l'indicateur de lumière parasite $L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}$ avec la quantité $\cos(\theta_s) T^{\uparrow\downarrow}(\lambda, i) \Delta\rho_w(\lambda, i)$, correspondant à l'erreur sur les luminances en haut de l'atmosphère induite par l'erreur sur les réflectances marines $\Delta\rho_w$. Nous noterons cette quantité ΔL_w .

La figure 3.5 présente le graphe des erreurs en luminances ΔL_w en fonction de l'indicateur de lumière parasite $L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}$, à 490 et 565 nm. On constate une dépendance non négligeable à cet indicateur, avec des coefficients de corrélation respectivement de 25% et 40.5% à 490 nm et 565 nm. Nous retenons la pente des deux régressions linéaires comme valeur de correction du résidu de lumière parasite, et définissons la luminance TOA corrigée du résidu de lumière parasite $L'_{\text{TOA}}(\lambda, i)$:

$$\begin{aligned} L'_{\text{TOA}}(490, i) &= L_{\text{TOA}}(490, i) + 0.01477 * L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i) \\ L'_{\text{TOA}}(565, i) &= L_{\text{TOA}}(565, i) + 0.01319 * L_{\text{TOA}}^{\text{SL670}}(i) \end{aligned} \quad (3.22)$$

Cette correction empirique est appliquée aux luminances en haut de l'atmosphère, en entrée de l'algorithme de correction atmosphérique, de manière à annuler la corrélation avec l'indicateur de lumière parasite. Il est important de noter que seules les luminances TOA à 490 et 565 nm sont corrigées de la lumière parasite, car la méthode utilisée ne permet pas le diagnostic aux autres longueurs d'ondes, bien que celles-ci soient probablement également affectées par le problème. Dans la suite de l'étude, cette correction sera appliquée, ce qui nous permettra d'observer les résidus d'autres sources d'erreurs.

3.5.5 Corrélation des erreurs sur les produits de niveau 2 avec la géométrie d'observation

Les erreurs sur les réflectances marines dérivées des mesures POLDER-3 – corrigées de l'effet de la lumière parasite – par rapport aux mesures BOUS-

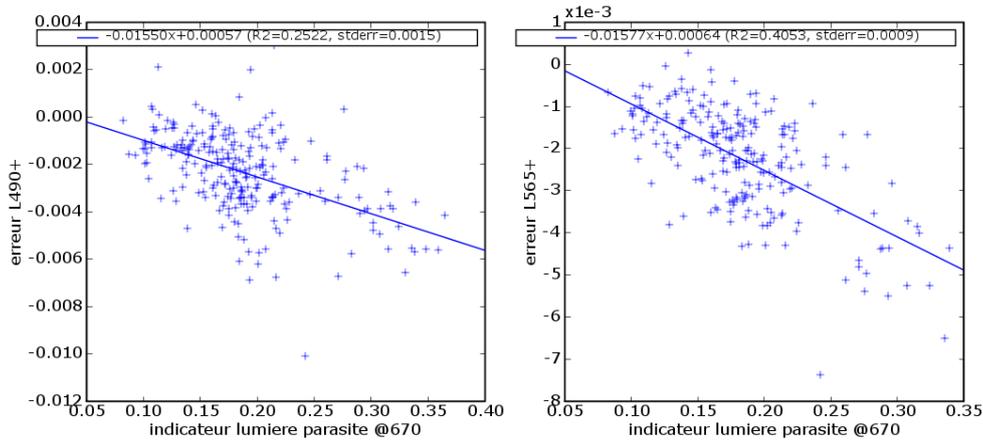


FIG. 3.5 – Corrélation entre les erreurs sur les réflectances marines à 490 et 565 nm, par rapport aux mesures BOUSSOLE et ramenées en haut de l’atmosphère, et l’indicateur de lumière parasite à 670 nm.

SOLE sont tracées en fonction de l’angle zénithal de visée (figure 3.6), de l’indice de la direction de visée (figure 3.7), et de la masse d’air m^* (figure 3.8). La masse d’air $m^* = \frac{1}{\cos(\theta_s)} + \frac{1}{\cos(\theta_v)}$ détermine l’épaisseur d’atmosphère traversée pour le trajet descendant puis montant, par rapport à l’épaisseur minimale, obtenue lorsque le soleil et le capteur sont au zénith ($\theta_v = \theta_s = 0$). On constate une dépendance importante à la géométrie d’observation, à partir des angles de visée de l’ordre de 40° . Ces trois figures montrent un effet important de la géométrie d’observation, avec des variations d’un ordre de grandeur proche de l’ordre de grandeur du signal.

Pour cet effet géométrique, on effectue la correction empirique suivante, sur les paramètres de niveau 2 (réflectances marines) :

$$\rho_w^+(490, \text{corrigé}) = \rho_w^+(490, \text{non corrigé}) - (0.00277m^* - 0.0065938) \quad (3.23)$$

$$\rho_w^+(565, \text{corrigé}) = \rho_w^+(565, \text{non corrigé}) - (0.00318m^* - 0.0075866) \quad (3.24)$$

De plus on se restreint aux directions d’observation telles que $\theta_v < 50^\circ$, de manière à limiter l’effet des observations dégradées aux angles de visée plus rasants, comme indiqué par la figure 3.6. L’angle limite $\theta_v^{\text{lim}} = 50^\circ$ permet de conserver au moins une direction de visée valide pour tous les pixels de la fauchée, et ainsi de ne pas réduire la couverture spatiale.

La cause de cette erreur reste inconnue, donc la correction empirique ap-

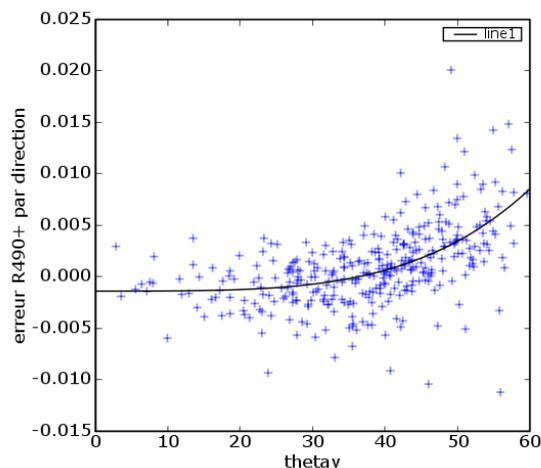


FIG. 3.6 – Corrélation entre les erreurs sur les réflectances marines, par rapport aux mesures BOUSSOLE, et l’angle zénithal de visée θ_v . Le biais moyen est approché par un polynôme $a_0 + a_1\theta_v^2 + a_2\theta_v^4$. On observe que les réflectances marines POLDER-3 sont surestimées à partir de l’angle de visée $\theta_v = 40^\circ$.

pliquée est difficilement généralisable, ce qui n’est pas satisfaisant. On peut distinguer trois causes possibles pour les variations directionnelles observées :

- Un défaut des données de niveau 1
- Un défaut de l’algorithme de correction atmosphérique
- Les variations naturelles des réflectances bidirectionnelles de l’eau

On peut a priori exclure la troisième possibilité. En effet, la figure 3.7 montre un minimum des réflectances bidirectionnelles autour des directions antispéculaires (directions de visée 5–6, qui précèdent les directions médianes 7–8 où Parasol passe à la latitude de BOUSSOLE), et une amplitude de variation d’un facteur de l’ordre 50%. Or, si ce minimum était dû à la variation de la réflectance bidirectionnelle de l’eau, il serait obtenu pour des conditions d’observation spéculaires d’après [Morel 96] (c’est à dire pour les directions de visée au delà de 8). L’ordre de grandeur des variations naturelles (un facteur de l’ordre de 50%) est cependant cohérent avec les variations observées. On peut en déduire que les variations directionnelles des réflectances marines estimées par POLDER-3 ne correspondent pas aux variations naturelles.

3.5.6 Dépendance spectrale de l’écume

La correction de la réflectance de l’écume ρ_f est faite en utilisant un modèle blanc, c’est à dire avec un coefficient spectral de l’écume $\epsilon_f(\lambda) = 1$ pour

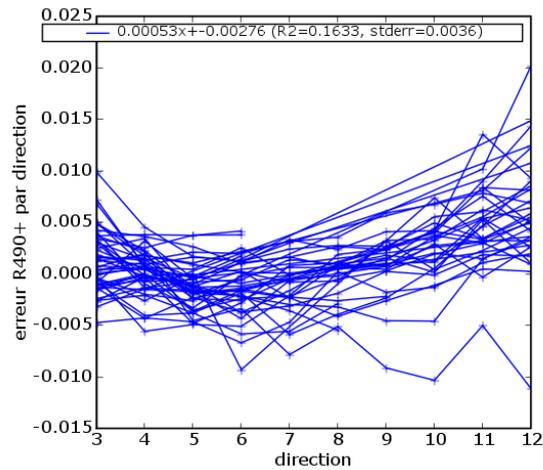


FIG. 3.7 – Corrélation entre l’erreur sur les réflectances marines à 565 nm estimées par POLDER-3 (par rapport aux mesures de réflectances marines BOUSSOLE) et la direction de visée. Les directions de visée sont numérotées de 0 à 15 dans l’ordre d’acquisition ; les trois directions les plus obliques de chaque côté ne sont pas considérées.

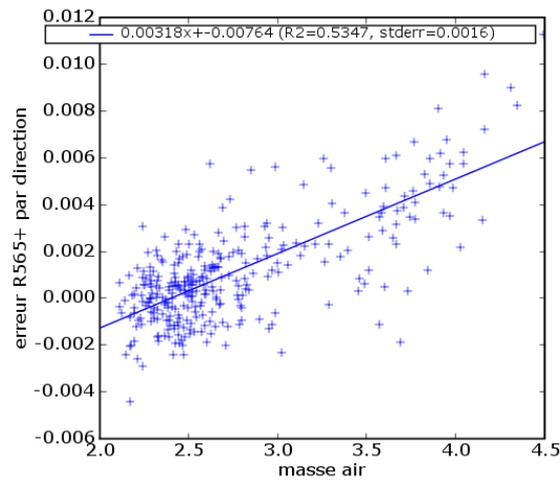


FIG. 3.8 – Corrélation entre l’erreur sur les réflectances marines à 565 nm estimées par POLDER-3 (par rapport aux mesures de réflectances marines BOUSSOLE) et la masse d’air $m^* = \frac{1}{\cos(\theta_s)} + \frac{1}{\cos(\theta_v)}$

$\epsilon_f(865)$		1	0.6
$\Delta\rho_w^+(490)$	pen	2.5×10^{-4}	0.4×10^{-4}
	R^2	0.0805	0.0032
	std	2.5×10^{-3}	1.9×10^{-3}
$\Delta\rho_w^+(565)$	pen	1.7×10^{-4}	0.7×10^{-4}
	R^2	0.1918	0.0680
	std	1.1×10^{-3}	0.8×10^{-3}

TAB. 3.1 – Récapitulatif des résultats des figures 3.9 et 3.10. Analyse des erreurs par rapport aux mesures BOUSSOLE des paramètres $\rho_w^+(490)$ et $\rho_w^+(565)$: erreur standard, et pente et coefficient R^2 de la régression linéaire par rapport à la vitesse du vent, pour les deux "couleurs" de l'écume $\epsilon_f(865) = 1$ et $\epsilon_f(865) = 0.6$.

toutes les longueurs d'ondes. Il a été montré [Frouin 96] que la réflectance de l'écume diminuait significativement dans le proche infrarouge, de sorte qu'une modélisation plus réaliste soit donnée par $\epsilon_f(865) = 0.6$ et $\epsilon_f(\lambda < 865\text{nm}) = 1$. Nous avons donc évalué la corrélation entre l'erreur sur les réflectances marines et la vitesse du vent (donc la réflectance de l'écume), pour les deux "couleurs" de l'écume précédemment indiquées.

Les résultats sont présentés en figures 3.9 et 3.10, et résumés dans le tableau 3.1. Pour le cas de l'écume "blanche", une légère corrélation avec la vitesse du vent apparaît, particulièrement à 565 nm ($R^2 = 0.192$). Cette corrélation diminue lorsqu'on utilise le deuxième modèle d'écume où $\epsilon_f(865) = 0.6$ ($R^2 = 0.068$). De plus, la déviation standard de l'erreur résiduelle est plus faible dans le deuxième cas (1.9×10^{-3} à 490 nm, 8×10^{-4} à 565 nm), par rapport au modèle "blanc" (2.5×10^{-3} à 490 nm, 1.1×10^{-3} à 565 nm). La précision des produits réflectances marines est donc améliorée par l'utilisation du modèle d'écume où la réflectance dans le proche infrarouge est réduite de 40%.

3.5.7 Réajustement de l'étalonnage radiométrique

Une fois effectuées les corrections précédemment décrites, les coefficients d'ajustement de l'étalonnage radiométrique sont réajustés pour annuler le biais moyen sur BOUSSOLE.

Les coefficients obtenus à 490 nm et 565 nm sont :

- $\frac{A_k(490)}{A'_k(490)} = 1.021$
- $\frac{A_k(565)}{A'_k(565)} = 0.998$

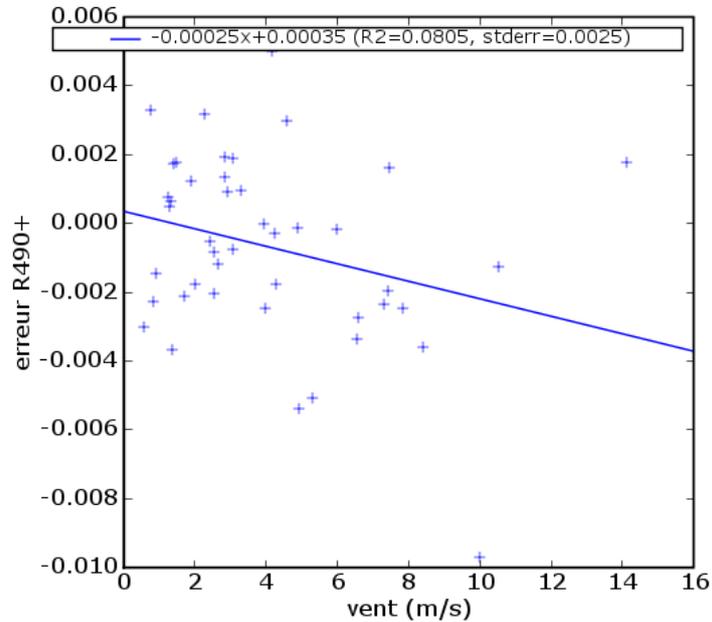
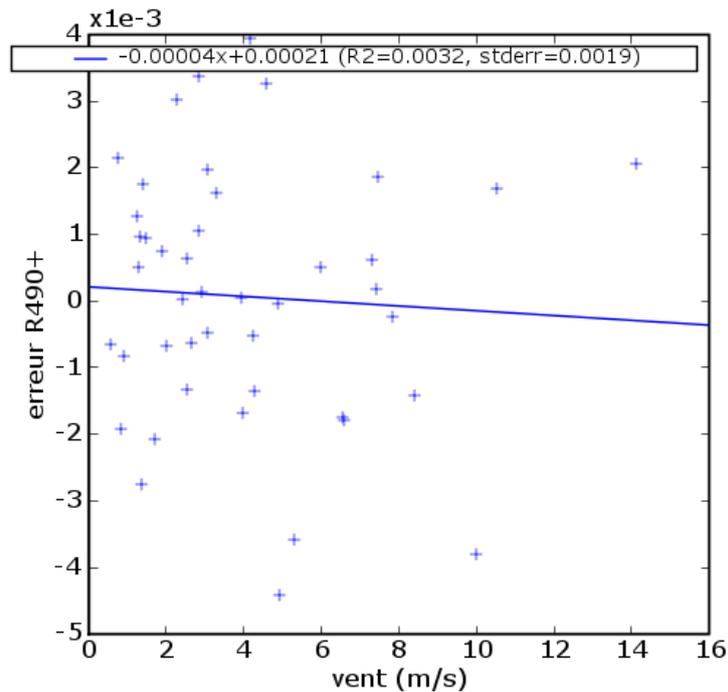
(a) $\Delta\rho_w^+(490)$, $\epsilon_f(865) = 1$ (b) $\Delta\rho_w^+(490)$, $\epsilon_f(865) = 0.6$

FIG. 3.9 – Corrélation entre l'erreur sur les réflectances marines à 490 nm et la vitesse du vent, pour deux "couleurs" de l'écume. Soit $\epsilon_f(\lambda)$ la variation spectrale de l'écume : on utilise dans un cas une écume blanche ($\forall\lambda$, $\epsilon_f(\lambda) = 1$), et dans l'autre cas une réflectance de l'écume plus faible à 865 nm ($\epsilon_f(\lambda < 865nm) = 1$, $\epsilon_f(865nm) = 0.6$)

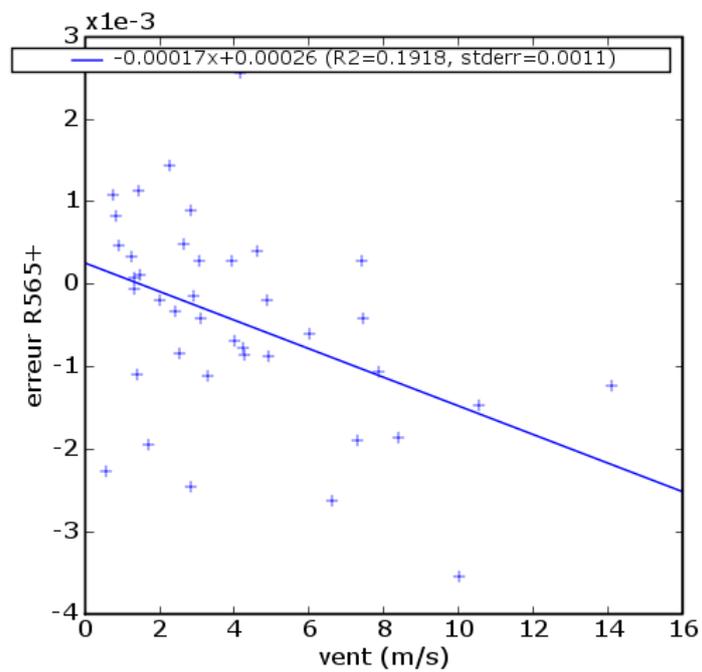
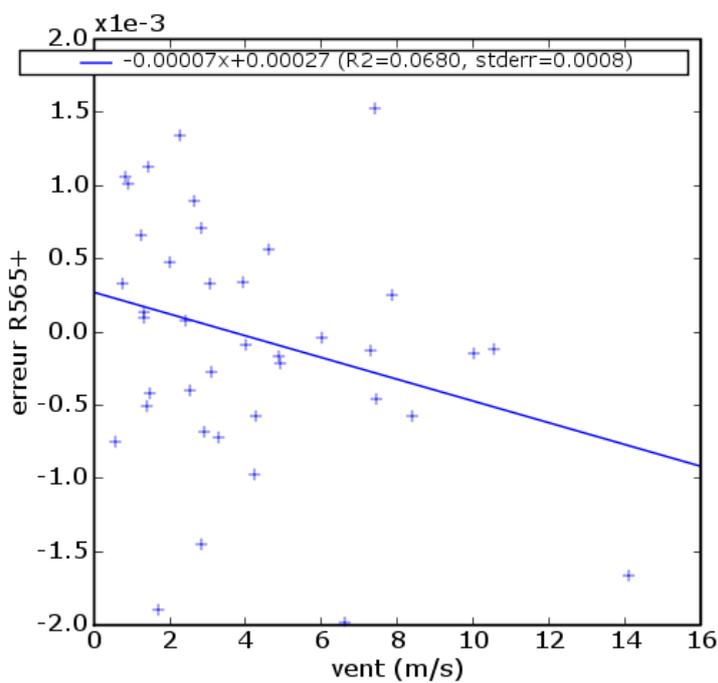
(a) $\Delta\rho_w^+(565)$, $\epsilon_f(865) = 1$ (b) $\Delta\rho_w^+(565)$, $\epsilon_f(865) = 0.6$

FIG. 3.10 – Figures correspondant aux figures 3.9, pour les réflectances marines à 565 nm.

	Écart-type de l'erreur sur les ρ_{490}^+	Écart-type de l'erreur sur les ρ_{565}^+
POLDER-3 "avant améliorations"	0.0035	0.0024
POLDER-3 "après améliorations"	0.0019	0.00091
MERIS (*)	0.0018	0.0011
SeaWiFS (*)	0.0015	0.0009
MODIS (*)	0.0011	0.0008

TAB. 3.2 – Bilan des performances sur les données BOUSSOLE. Pour les capteurs marqués d'une étoile (*), les valeurs sont données à titre indicatif, car elles sont issues d'un jeu de données différent [Antoine 06a].

3.5.8 Bilan des performances sur les mesures BOUSSOLE

Le tableau 3.2 présente le bilan des performances en précision atteintes sur les données BOUSSOLE, par les capteurs MERIS, MODIS, SeaWiFS (d'après [Antoine 06a]), et POLDER-3 avant et après améliorations. Il montre que les écarts-types des l'erreurs sur les réflectances marines par rapport aux mesures BOUSSOLE ont été réduits d'un facteur 2, de manière que les performances de POLDER-3 par rapport à BOUSSOLE se rapprochent des performances des autres capteurs MERIS, MODIS, SeaWiFS.

3.5.9 Analyse sur les données BOUSSOLE : réévaluation

Avec l'allongement des séries temporelles disponibles pour POLDER-3 et BOUSSOLE, il a été possible de réévaluer la validation des produits POLDER-3 (non directionnels) par les mesures BOUSSOLE. Cette réévaluation a été effectuée sur les produits POLDER-3 utilisant les améliorations précédemment décrites. Le but est notamment de vérifier que la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique est toujours bien prise en compte, mais également de faire le bilan de la recherche de diverses sources d'erreurs.

La série temporelle commune est de 2.5 années. La période précédemment

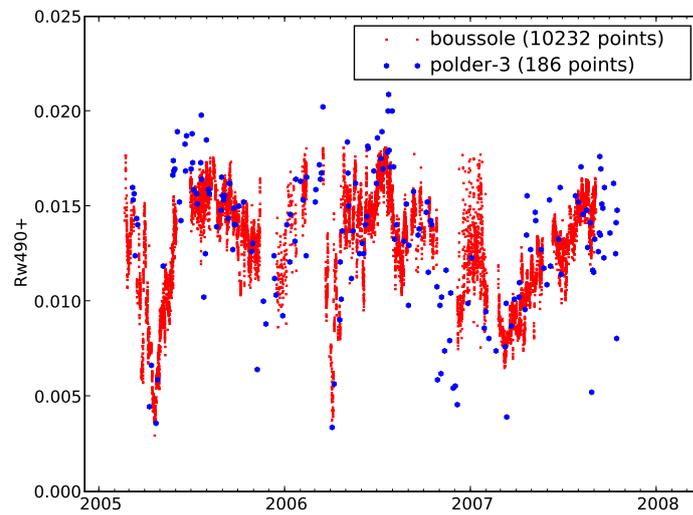
utilisée était de 16 mois. Nous présentons en figures 3.11(a) et 3.11(b) les séries temporelles des mesures POLDER-3 et BOUSSOLE. Les figures 3.12(a) et 3.12(b) présentent la série temporelle de la différence entre les réflectances POLDER-3 et BOUSSOLE correspondantes. Dans la partie 3.5.3, nous avons validé sur 16 mois la correction de la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique indiquée par Fougne *et al.*. Ces figures étendent cette validation à une période de 2.5 années, et montrent que la correction appliquée est toujours valide. En effet, les dérives temporelles des réflectances marines (6.7×10^{-7} /jour à 490 nm, 2.7×10^{-7} /jour à 565 nm) sont un ordre de grandeur en dessous des dérives diagnostiquées en figures 3.4, avant correction de la dérive (8.3×10^{-6} /jour à 490 nm, 2.2×10^{-6} /jour à 565 nm).

Enfin, les figures 3.13(a) à 3.13(f) montrent l'analyse effectuée sur plusieurs paramètres, de manière à essayer de détecter d'autres sources d'erreurs. Les figures 3.13(a) et 3.13(b) confirment que l'erreur liée à la géométrie d'observation n'est pas correctement corrigée : un léger résidu apparaît à 490 nm, malgré un coefficient de corrélation faible $R^2 = 0.17$. Comme il a été mentionné précédemment, il serait utile d'approfondir l'analyse pour trouver l'origine de ce défaut. Les régressions par rapport aux autres paramètres, l'épaisseur optique des aérosols (figures 3.13(c) et 3.13(d)) et la vitesse du vent (figures 3.13(e) et 3.13(f)) ne mettent pas en évidence de corrélation significative avec ces paramètres.

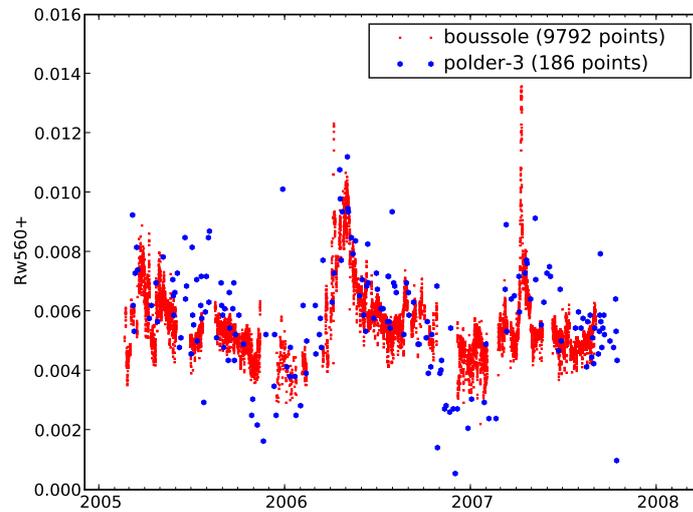
3.6 Produits de niveau 3

Les produits de niveau 3, comme les produits de niveau 1 et 2, sont projetés dans une grille en projection sinusoidale, de dimensions 3240×6480 , centrée sur le méridien de Greenwich ("grille POLDER"). Ceci évite les approximations liées aux changements de projections. Les synthèses sont réalisées en faisant des moyennes sur des périodes de 10 jours ou d'un mois, pour les pixels vérifiant les conditions suivantes :

- $\theta_s < 80$
- épaisseur optique des aérosols $\tau_a < 0.3$
- Pour les produits réflectance marine à la longueur d'onde λ : $\rho_w^+(\lambda) > 0$
- Filtrage des nuages : l'écart-type local des réflectances à 865 nm, sur un pave de 3x3 pixels, doit être inférieur à 0.02

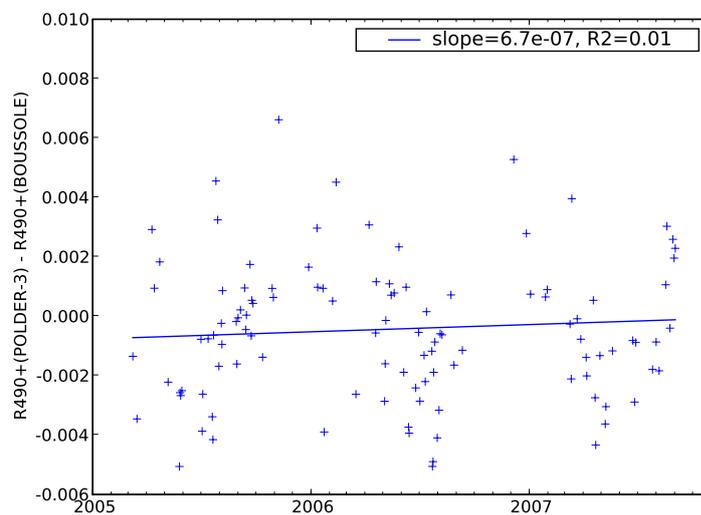


(a) Séries temporelles des réflectances marines $\rho_w^+(490)$

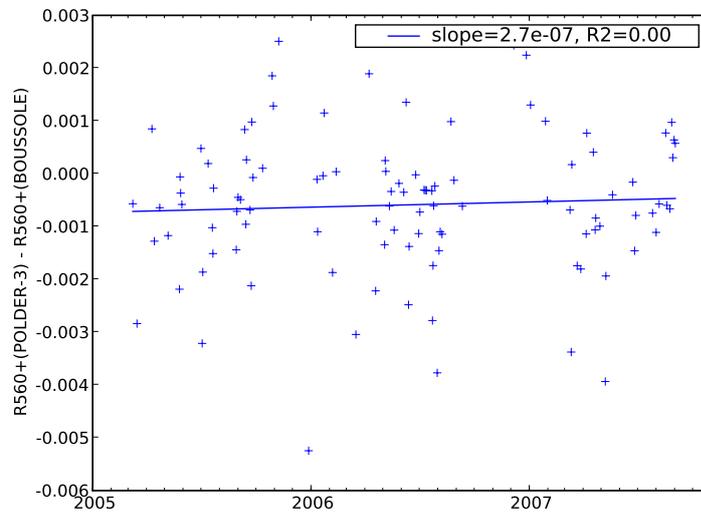


(b) Séries temporelles des réflectances marines $\rho_w^+(565)$

FIG. 3.11 – Évolution temporelle des séries de réflectances marines communes entre POLDER-3 et BOUSSOLE (2.5 années).

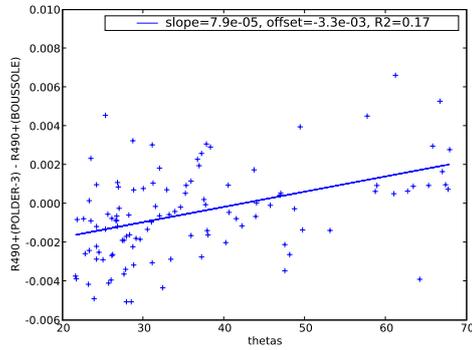


(a) Erreur sur les réflectances marines à 490 nm

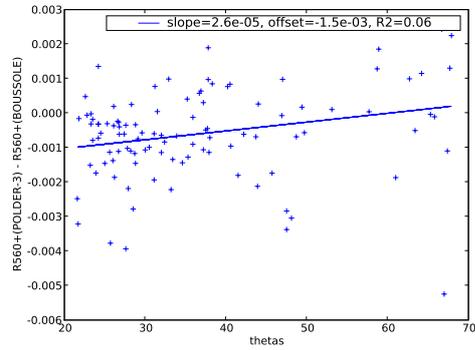


(b) Erreur sur les réflectances marines à 565 nm

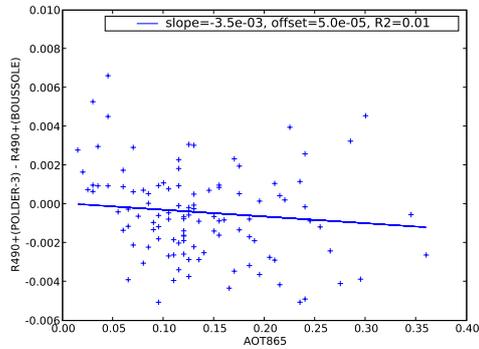
FIG. 3.12 – Évolution temporelle de la différence entre les réflectances marines POLDER-3 et les réflectances marines BOUSSOLE correspondantes.



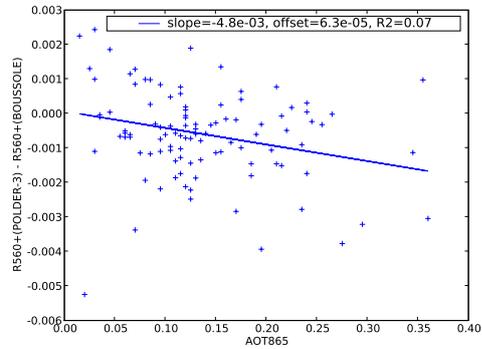
(a) Erreur sur $\rho_w^+(490)$ en fonction de l'angle zénithal solaire θ_s



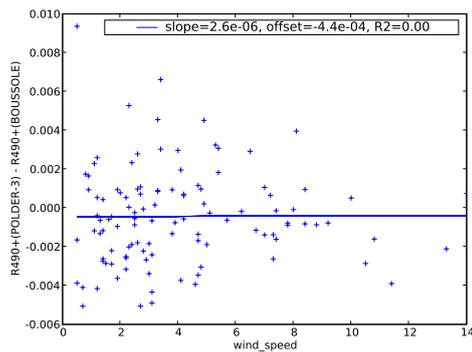
(b) Erreur sur $\rho_w^+(565)$ en fonction de l'angle zénithal solaire θ_s



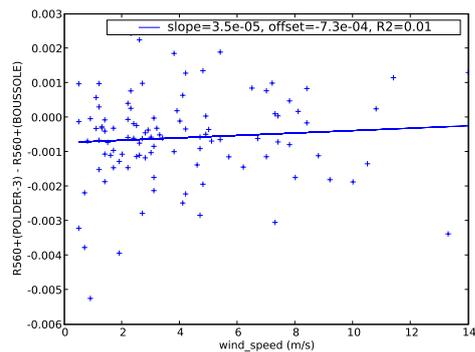
(c) Erreur sur $\rho_w^+(490)$ en fonction de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm (AOT865)



(d) Erreur sur $\rho_w^+(565)$ en fonction de l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm (AOT865)



(e) Erreur sur $\rho_w^+(490)$ en fonction de la vitesse du vent (m/s)



(f) Erreur sur $\rho_w^+(565)$ en fonction de la vitesse du vent (m/s)

FIG. 3.13 – Analyse de l'erreur des réflectances marines POLDER-3 par rapport aux mesures BOUSSOLE correspondantes, en fonction de plusieurs paramètres.

3.6.1 Produits MODIS

Nous choisissons d'utiliser comme référence pour la comparaison de produits de niveau 3, les produits MODIS (concentration en chlorophylle et réflectances marines). L'algorithme de correction atmosphérique utilisé pour MODIS est similaire à celui utilisé pour SeaWiFS [Gordon 94b]. Il utilise pour l'estimation du contenu atmosphérique en aérosols les bandes 765 et 865 nm. Les modèles d'aérosols de [Shettle 79] sont également utilisés. Une correction des réflectances marines dans le proche infrarouge (765 et 865 nm) est effectuée en supposant initialement que les réflectances marines sont nulles puis en effectuant plusieurs itérations de la manière suivante : on estime les réflectances marines, on en déduit la concentration en chlorophylle, puis on ré-estime les réflectances marines dans le proche infrarouge par un modèle marin ; on soustrait ces valeurs de l'observation, ce qui permet d'effectuer une nouvelle itération. Pour plus d'informations, on se reportera à l'ATBD [Gordon 94a]

Le paramètre concentration en chlorophylle est obtenu par l'algorithme bio-optique OC3M, qui utilise les bandes 443, 490 et 550 nm [O'Reilly 00].

3.6.2 Comparaison inter-capteurs au niveau 3

Pour évaluer l'amélioration de la qualité des produits POLDER-3 liée aux modifications apportées, une comparaison a été effectuée avec des synthèses mensuelles (septembre 2005) des produits officiels niveau 3 des capteurs suivants : MODIS (GSFC reprocessing 1.1), MERIS (MEGS 7.4) et SeaWiFS (GSFC reprocessing 5.2). La référence utilisée est le produit MODIS. Les synthèses mensuelles de ces trois capteurs ont été reprojctées dans la grille POLDER. Ces synthèses, affichées en projection rectangulaire, sont présentées sur les figures 3.14.

Les figures 3.15, 3.16 et 3.17 présentent respectivement pour les produits $\rho_w^-(490)$, $\rho_w^-(565)$ et concentration en chlorophylle, en utilisant le produit MODIS comme référence, les quatre comparaisons suivantes (dans le sens de lecture) : produit MERIS, produit SeaWiFS, produit POLDER-3 avant améliorations et produit POLDER-3 après améliorations. Les améliorations mentionnées sont celles décrites dans la partie 3.5. Le tableau 3.3 résume les erreurs standard données par ces comparaisons.

Ces comparaisons montrent que les améliorations effectuées sur l'algorithme de correction atmosphérique permettent d'améliorer significativement les per-

Capteur	$std(\Delta\rho^+(490))$	$std(\Delta\rho^+(565))$	$std(\Delta\log_{10}[Chl])$
SeaWiFS	0.0030	0.0016	20.3%
MERIS	0.0041	0.0026	28.0%
POLDER 3 (avant améliorations)	0.0066	0.0039	58.2%
POLDER 3 (après améliorations)	0.0045	0.0025	36.4%

TAB. 3.3 – Écart-type des erreurs par rapport aux produits MODIS des produits SeaWiFS, MERIS et POLDER-3 avant améliorations et après améliorations.

formances par rapport à MODIS. Par exemple, on passe pour le produit concentration en chlorophylle d'une erreur standard relative de 58.2% à une erreur de 36.4%, ce qui permet de s'approcher de la précision de MERIS, pour lequel l'erreur est de 28%.

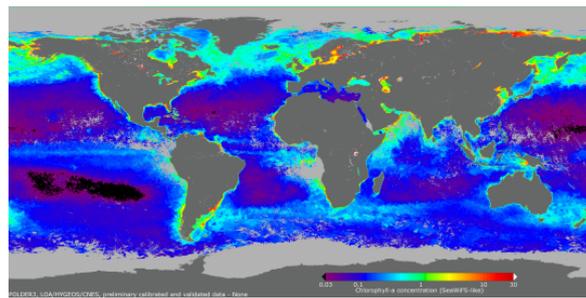
3.6.3 Qualité image

Des exemples de produits de niveau 3 sont présentés sur les figures 3.19 (Gulf Stream), 3.20 (Mer Méditerranée) et 3.21 (Océan Pacifique). Les localisations de ces produits sont présentées en figure 3.18. On présente les produits "avant améliorations" et "après améliorations", avec les modifications décrites dans la section 3.5. On remarque que les images "avec améliorations" sont nettement plus homogènes, en particulier pour l'image sur l'océan pacifique. De nombreuses "tâches" présentant des valeurs trop élevées disparaissent, de sorte que le produit corrigé se rapproche du produit MODIS.

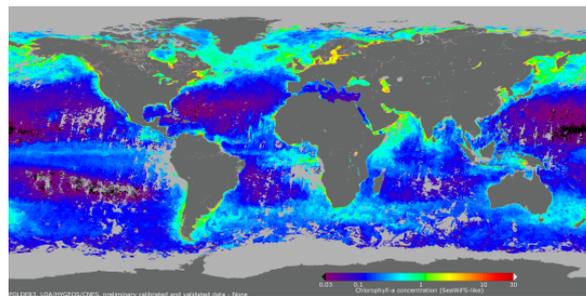
3.7 Conclusion

On a pu mettre en évidence des défauts des produits POLDER-3 de niveau 1, et de l'algorithme de correction atmosphérique, par une analyse des produits marins confrontés aux données BOUSSOLE. Ces données, et en particulier la disponibilité de longues séries temporelles, ont été indispensables pour mener à bien cette analyse.

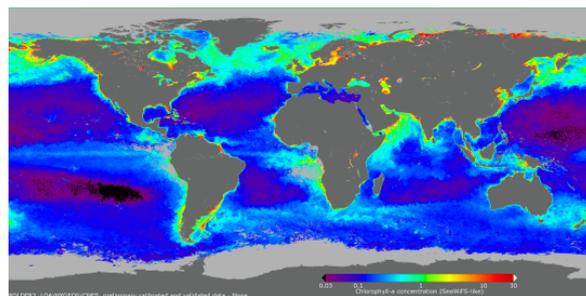
Suite à cette analyse, les améliorations de l'algorithme de correction atmosphérique ont été proposées : elles consistent à faire une correction empirique de la lumière parasite sur les produits de niveau 1, à ajuster le coefficient spec-



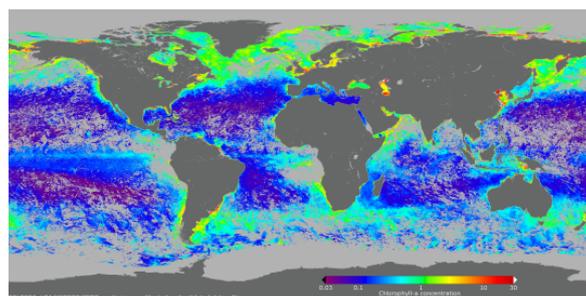
(a) MODIS



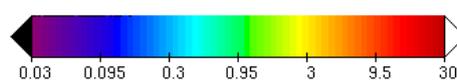
(b) MERIS



(c) SeaWiFS



(d) POLDER-3



(e) Échelle de couleurs

FIG. 3.14 – Synthèses mensuelles (septembre 2005) des produits concentration en chlorophylle utilisés pour la comparaison inter-capteurs. La projection affichée ici est rectangulaire, mais les comparaisons de niveaux 3 sont effectuées dans la "grille POLDER" (projection sinusoïdale, dimensions 3240×6480).

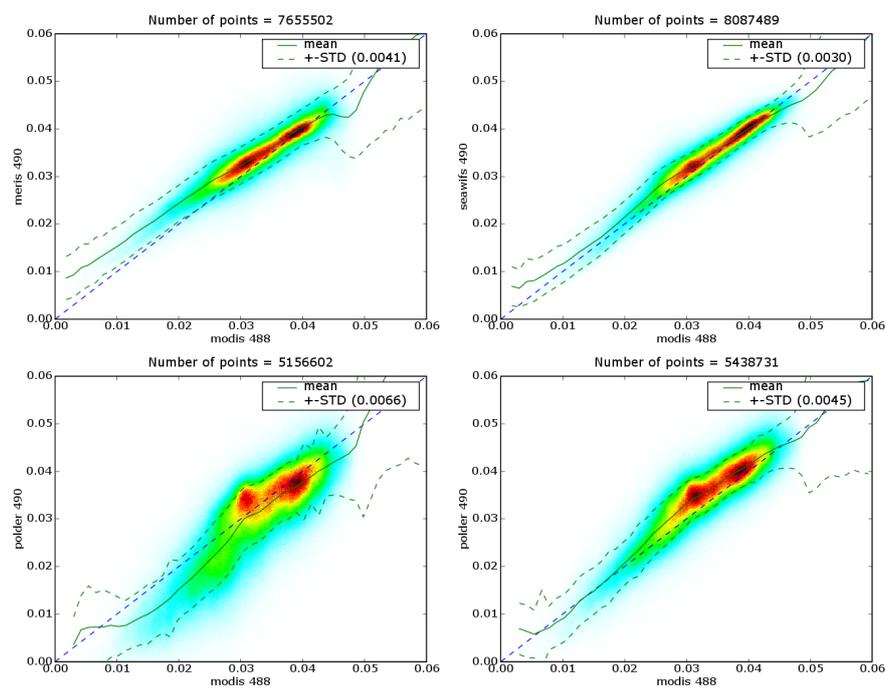


FIG. 3.15 – Comparaison des différents produits réflectances marines $\rho_w^-(490)$, en prenant comme référence MODIS. Dans le sens de lecture : MERIS, SeaWiFS, POLDER-3 avant améliorations, POLDER-3 après améliorations.

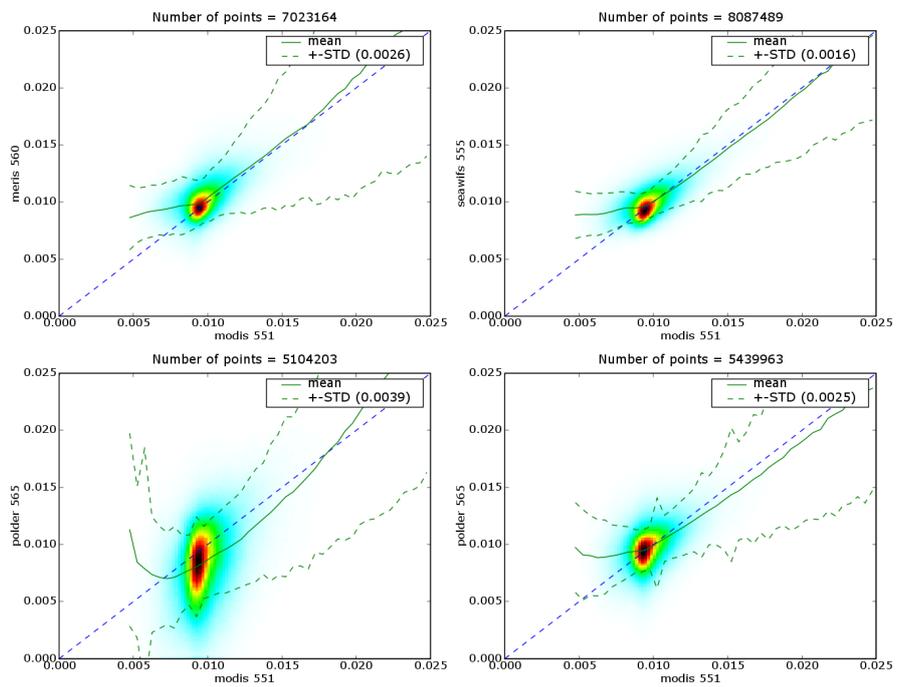


FIG. 3.16 – Comparaison des différents produits réflectances marines $\rho_w^-(565)$, en prenant comme référence MODIS. Dans le sens de lecture : MERIS, SeaWiFS, POLDER-3 avant améliorations, POLDER-3 après améliorations.

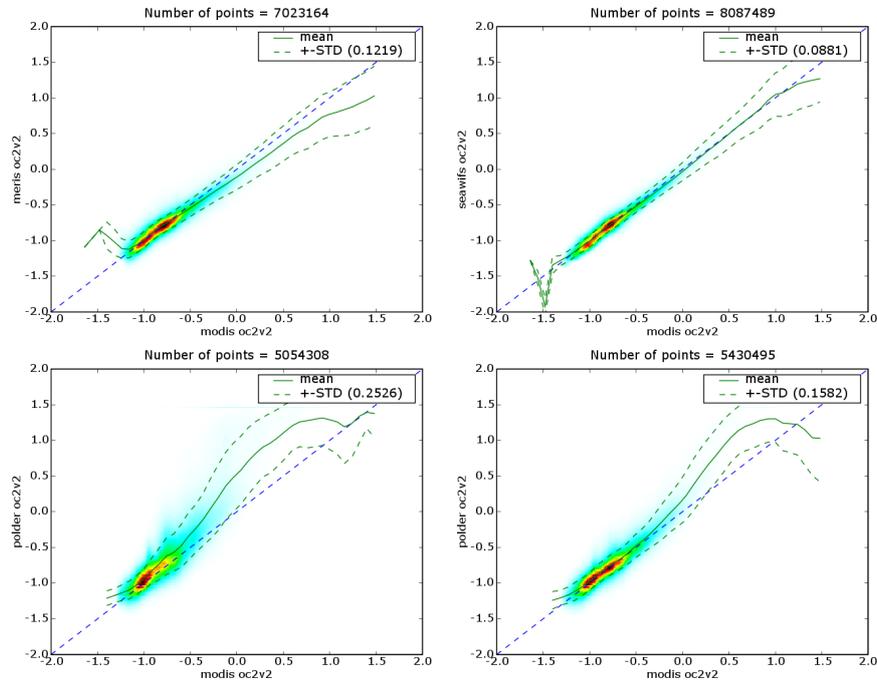


FIG. 3.17 – Comparaison des différents produits concentration en chlorophylle, en prenant comme référence MODIS. Dans le sens de lecture : MERIS, SeaWiFS, POLDER-3 avant améliorations, POLDER-3 après améliorations.

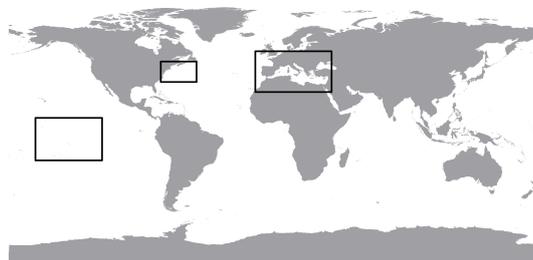
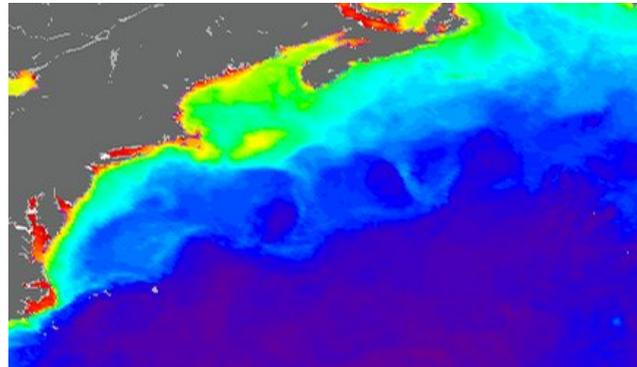
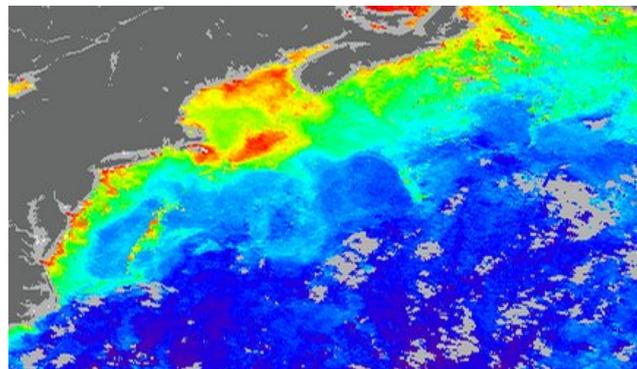


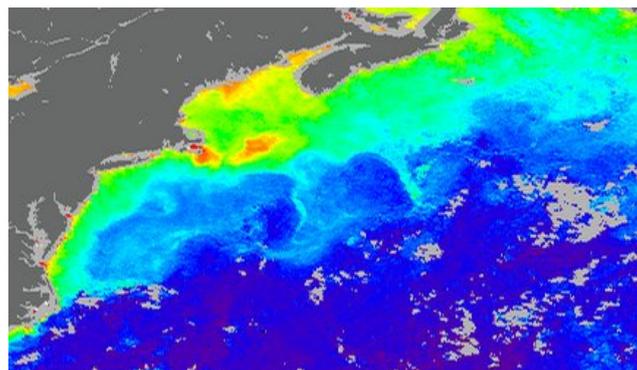
FIG. 3.18 – Localisation géographique des produits présentés en figures 3.19, 3.20 et 3.21.



(a) MODIS

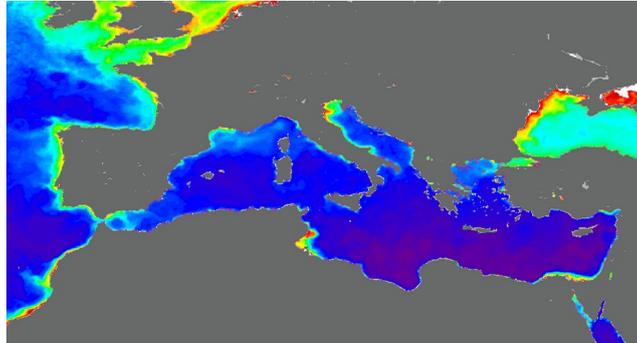


(b) POLDER avant améliorations

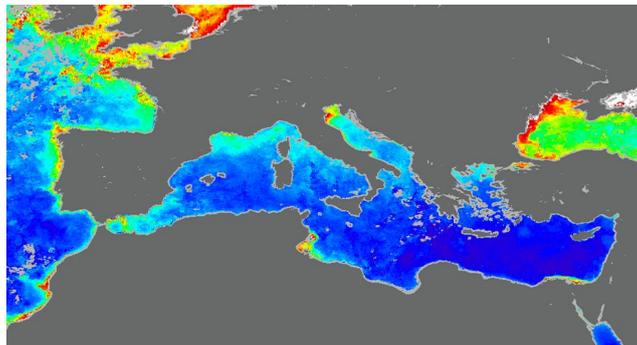


(c) POLDER après améliorations

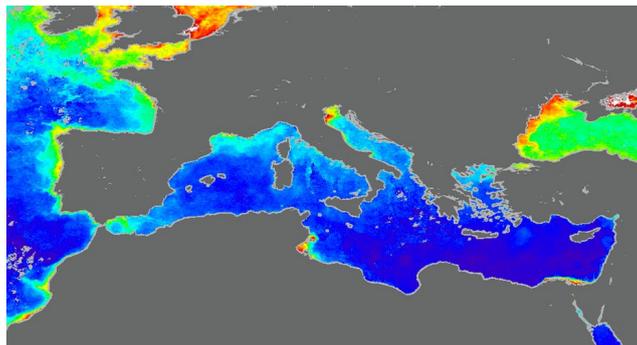
FIG. 3.19 – Produits de niveau 3 mensuel (09/2005) sur le Gulf Stream.



(a) MODIS

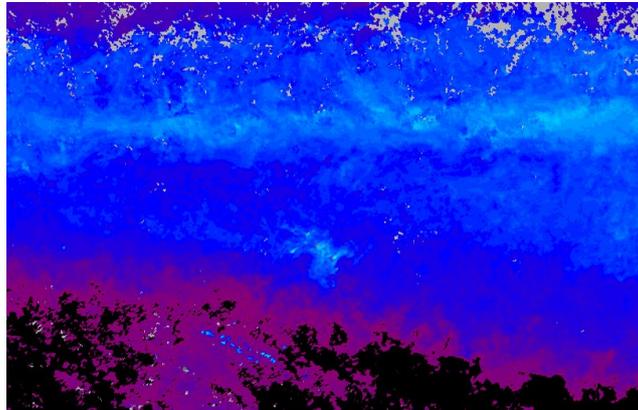


(b) POLDER avant améliorations

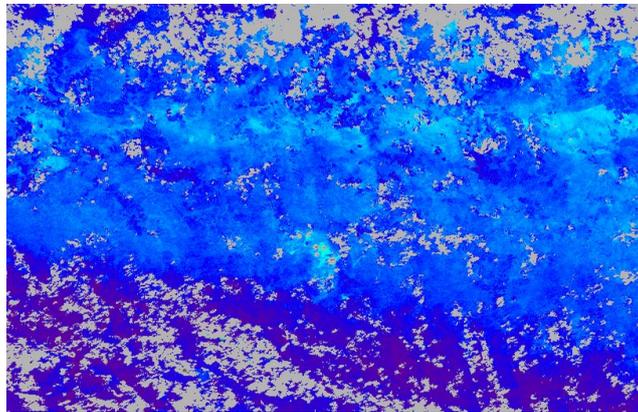


(c) POLDER après améliorations

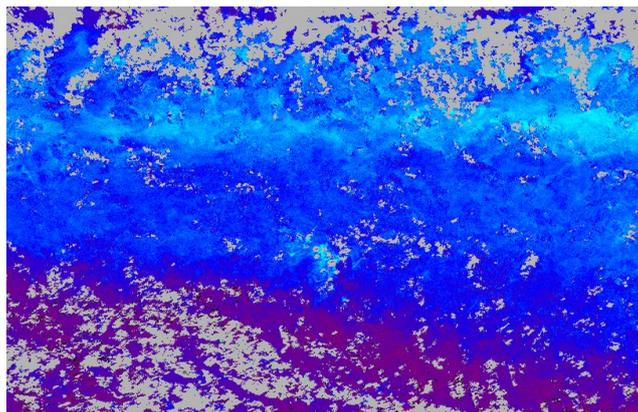
FIG. 3.20 – Produits de niveau 3 mensuel (09/2005) sur la mer Méditerranée.



(a) MODIS



(b) POLDER avant améliorations



(c) POLDER après améliorations

FIG. 3.21 – Produits de niveau 3 mensuel (09/2005) sur l’océan Pacifique (divergence équatoriale).

tral de l'écume, et à corriger empiriquement l'effet lié à la géométrie d'observation. Ceci a permis d'améliorer notablement la qualité des produits de niveau 2 POLDER-3. Ces améliorations ont été quantifiées par diverses méthodes. La validation sur les données *in situ* BOUSSOLE ont mis en évidence une diminution de l'erreur standard des produits réflectances marines à 490 nm et 565 nm d'un facteur 1.5 à 2. La comparaison de produits mensuels de niveau 3, en prenant comme référence les produits MODIS, ont également mis une évidence une réduction des erreurs standard d'un facteur 1.5. Ces améliorations permettent de se rapprocher des exigences d'une mission couleur de l'eau, sans toutefois les atteindre (erreur standard des réflectances à 565 : 5×10^{-4}). L'aspect des images a également bénéficié de ces modifications ; on constate une nette homogénéisation des produits, et une réduction des effets de bords d'orbites.

Les niveaux de précision obtenus sur les produits POLDER-3 de niveau 2 et 3 peuvent être considérées comme satisfaisants étant données ses caractéristiques, c'est à dire une résolution spatiale plus faible et de moins bonnes propriétés radiométriques que les capteurs MERIS et SeaWiFS. Malgré tout, la couverture spatiale reste en net retrait par rapport à celle des autres capteurs, du fait de la faible résolution spatiale qui rend plus difficile le filtrage des nuages, et la réduction de la fauchée par rapport à POLDER 1 et 2. Enfin, les corrections empiriques liées à la géométrie d'observation, si elles permettent d'améliorer la qualité des produits, ne sont pas entièrement satisfaisantes car la cause de ces erreurs n'est pas identifiée. Il pourrait être bénéfique de déterminer la part des défauts liée aux données de niveau 1, et la part liée à l'algorithme de correction atmosphérique.

Chapitre 4

POLMER

POLMER consiste à appliquer l'algorithme POLDER précédemment présenté, aux données MERIS (POLDER algorithm applied to MERIS). Ceci permet de déterminer les forces et faiblesses de l'algorithme en comparant les produits obtenus aux produits MERIS de niveau 2, obtenus par l'algorithme officiel MEGS version 7.4. Par la même occasion, cela permet de valider l'algorithme MEGS 7.4. D'autre part, on bénéficie des nombreux avantages liés à l'instrument MERIS : résolution spatiale plus fine que celle de POLDER (1 km en résolution réduite, 250 m en pleine résolution), richesse des canaux spectraux¹, qualité radiométrique. La richesse des canaux spectraux ainsi que le fait que le canal à 443 nm soit utilisable permettront en outre de dériver le produit chlorophylle des réflectances marines à quatre longueurs d'onde, alors qu'on a été limité à deux pour POLDER-3.

4.1 Les données MERIS : effet de "smile"

L'instrument MERIS est affecté par l'effet dit de "smile" [D'Alba 05], qui se traduit, pour une bande spectrale donnée, par une variation de la longueur d'onde mesurée, selon la fauchée. La fauchée est obtenue par la juxtaposition de cinq capteurs, ainsi on a une variation linéaire de la longueur d'onde pour chaque capteur, mais également un saut de longueur d'onde à la transition entre chaque capteur. Cette variation en longueur d'onde est illustrée, pour le canal à 560 nm, par la figure 4.1. L'amplitude de variation est de l'ordre de 1.5 nm.

¹MERIS acquiert des images aux longueurs d'ondes suivantes : 412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 681, 709, 754, 760, 778, 865, 885 et 900 nm

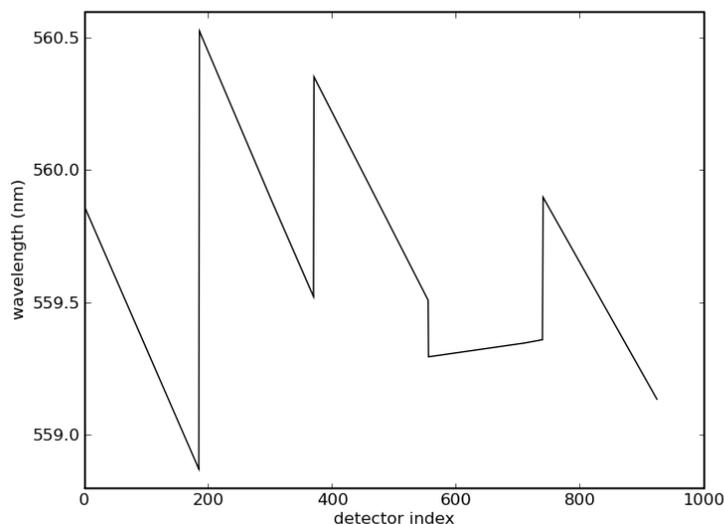


FIG. 4.1 – Variation de la longueur d’onde (en nm) mesurée suivant la fauchée de l’instrument MERIS, pour le canal à 560 nm.

Pour corriger cet effet, un module est disponible dans le logiciel BEAM², et consiste à transformer un produit de niveau 1 en un produit de niveau 1 corrigé de l’effet, en ramenant toutes les mesures de la longueur d’onde mesurée à la longueur d’onde de référence [D’Alba 05].

4.2 L’algorithme de correction atmosphérique MERIS MEGS 7.4

Le processeur utilisé pour générer les produits officiel MERIS est MEGS 7.4. La description de l’algorithme de correction atmosphérique (auquel nous allons nous référer par ”MEGS 7.4”) est faite dans l’ATBD³ MERIS 2.7 [Antoine 05]. Sans s’attacher aux détails de cet algorithme, certaines particularités seront importantes pour la suite de cette étude :

- Utilisation des canaux 775 et 865 nm pour l’estimation du type d’aérosols et leur abondance.
- Test sur le canal à 510 nm, pour lequel on suppose les réflectances marines constantes, permettant de détecter la perturbation par des aérosols

²ESA, Brockmann Consult, <http://www.brockmann-consult.de/beam/>

³Algorithm Theoretical Basis Document

absorbants.

- Test sur le canal à 709 nm, où l'océan est noir lorsque l'eau est non turbide, pour détecter la présence de particules en suspension dans l'eau.

4.3 L'algorithme de correction atmosphérique POLMER

La description de l'algorithme a été faite au chapitre 3. Cependant, quelques particularités liées à l'instrument MERIS sont à noter. Les canaux utilisés pour l'inversion du modèle et de la quantité d'aérosols sont les canaux à 665 et 865 nm, au lieu de 775 et 865 pour l'algorithme MEGS 7.4. Des LUTs ont été générées pour les bandes spectrales de MERIS. Après correction atmosphérique, on obtient les réflectances marines au dessus de la surface, pour les bandes suivantes : 412, 443, 490, 510, 560 et 620 nm. L'instrument MERIS ne réalisant des observations de chaque pixel qu'à une seule direction de visée, nous n'effectuons pas de moyenne des observations directionnelles de chaque point comme pour POLDER-3.

4.4 Algorithme bio-optique

Enfin, disposant des réflectances marines à 443, 490, 510 et 560 nm, nous pouvons appliquer l'algorithme OC4v4-Me [Morel 07]. Cet algorithme, implémenté dans le processeur MEGS 7.4, permet d'estimer le paramètre concentration en chlorophylle (`algal_1`); il est plus sensible aux faibles concentrations en chlorophylle qu'un algorithme utilisant le rapport des réflectances à 490 et 560 nm. En effet, on voit sur la figure 4.2 que la sensibilité à la concentration en chlorophylle est améliorée aux faibles valeurs de `[chl]` par le rapport $\frac{\rho_w^+(443)}{\rho_w^+(560)}$ (pente plus élevée), et aux forts valeurs de `[chl]` par $\frac{\rho_w^+(510)}{\rho_w^+(560)}$, car dans ce cas $\rho_w^+(510)$ prend des valeurs plus élevées que $\rho_w^+(443)$ et $\rho_w^+(490)$, ce qui diminue le bruit relatif de ce rapport de réflectances.

Cet algorithme OC4v4-Me (voir figure 4.2) est donné par l'expression suivante (pour plus de détails, se référer à [Morel 07]) :

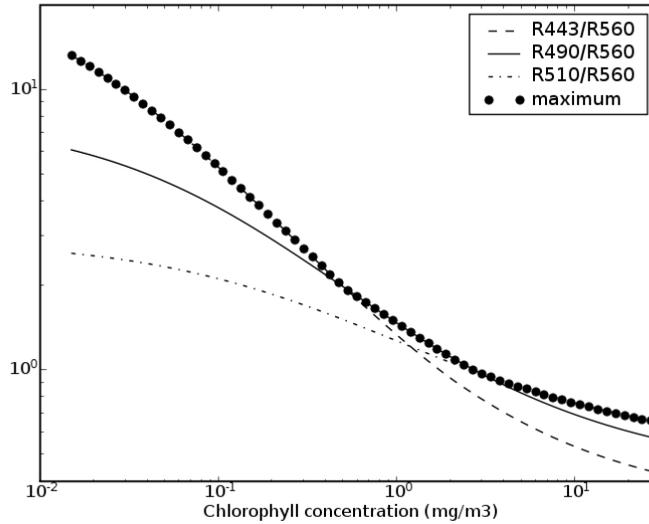


FIG. 4.2 – Relation entre les rapports de réflectances marines utilisés et la concentration en chlorophylle. Figure obtenue avec le modèle de réflectance marine de Morel et Maritorena [Morel 01].

$$[Chl] = 10^{0.40657 - 3.6303 \cdot \rho + 5.44357 \cdot \rho^2 - 5.48061 \cdot \rho^3 + 1.75312 \cdot \rho^4} \quad (4.1)$$

$$\text{avec } \rho = \log_{10} \left(\max \left(\frac{\rho_w^+(443)}{\rho_w^+(560)}, \frac{\rho_w^+(490)}{\rho_w^+(560)}, \frac{\rho_w^+(510)}{\rho_w^+(560)} \right) \right)$$

4.5 Validation sur les données in situ SIMBADA

SIMBADA (Satellite Intercomparison for Marine Biology and Aerosol Determination - Advanced version) est un réseau de radiomètres optiques de terrain destiné à recueillir des mesures *in situ* de réflectances marines [Bécu 04]. Ces données permettent d'analyser et valider les produits satellitaires "couleur de l'océan" de niveau 2. La localisation des points de validation est présentée en figure 4.3.

Les produits MERIS MEGS 7.4 et POLMER ont été comparés aux mesures SIMBADA. Un premier filtrage des points s'avère nécessaire pour éliminer les points douteux :

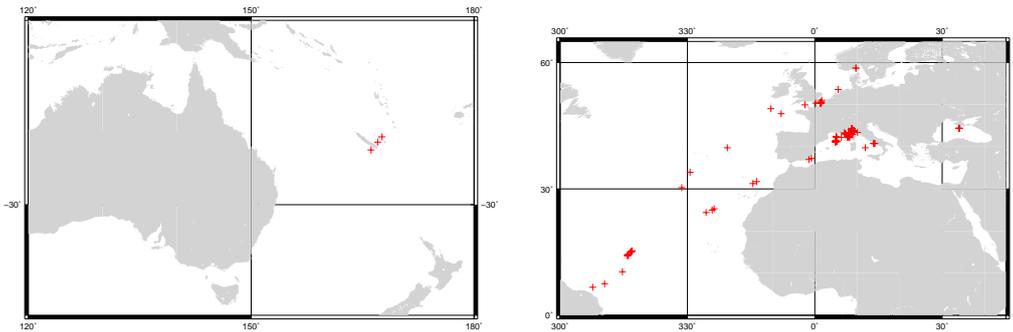


FIG. 4.3 – Localisation géographique des points SIMBADA pour la validation de POLMER.

- Réflectance marine au dessus de l'eau, à 560 nm, inférieure à 0.02 (SIMBADA), pour éliminer les eaux du cas II,
- Masque binaire "ABSOA.DUST" désactivé (produit MEGS 7.4 – pas d'aérosols absorbants),
- Masque binaire "HIGH.GLINT" désactivé (produit MEGS 7.4 – pas de fort sun glint).

Pour ce filtre, les comparaisons des réflectances marines sont présentées en figures 4.4 et 4.5. On identifie en rouge les points pour lesquels le flag "PCD_1_13" est activé. Ce flag est activé lorsque au moins une réflectance marine du produit MEGS 7.4 est négative, ce qui témoigne d'un défaut lors de la correction atmosphérique. Il a été montré que ce flag était un bon indicateur de défauts sur le produit MEGS 7.4, et se déclenche principalement pour des pixels contaminés par des nuages de glace [Brockmann 06]. Ces figures confirment son utilité pour filtrer les données, mais on constate que les produits POLMER y sont moins sensibles que les produits MEGS 7.4.

Les figures 4.6, 4.7 et 4.8, présentent alors les comparaisons en filtrant également les points marqués par "PCD_1_13". Les résultats des algorithmes MEGS 7.4 et POLMER sont comparables, légèrement en faveur de POLMER, en particulier pour les réflectances à 510. Les paramètres [chl] sont calculés avec l'algorithme OC4v4-Me (section 4.4) : pour ces paramètres on constate également des résultats très proches. Le tableau 4.5 synthétise ces résultats.

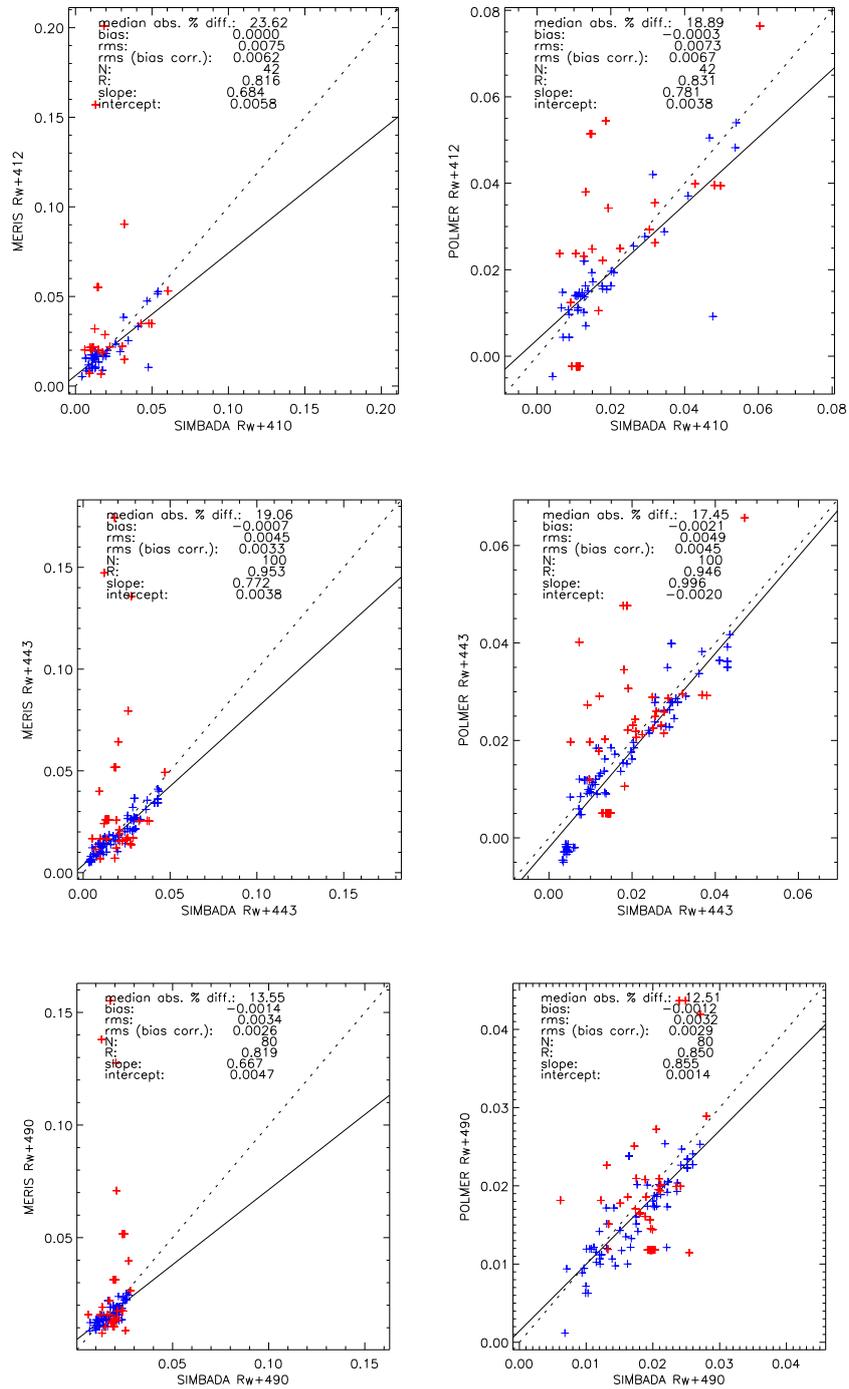


FIG. 4.4 – Comparaison avec les mesures *in situ* SIMBADA des produits MERIS MEGS 7.4 (colonne de gauche) et POLMER (colonne de droite) pour les paramètres $\rho_w^+(412)$, $\rho_w^+(443)$ et $\rho_w^+(490)$ (de haut en bas). Les points rouges correspondent aux points pour lesquels le flag "PCD_1.13" est levé ; ils ne sont pas pris en compte dans la statistique.

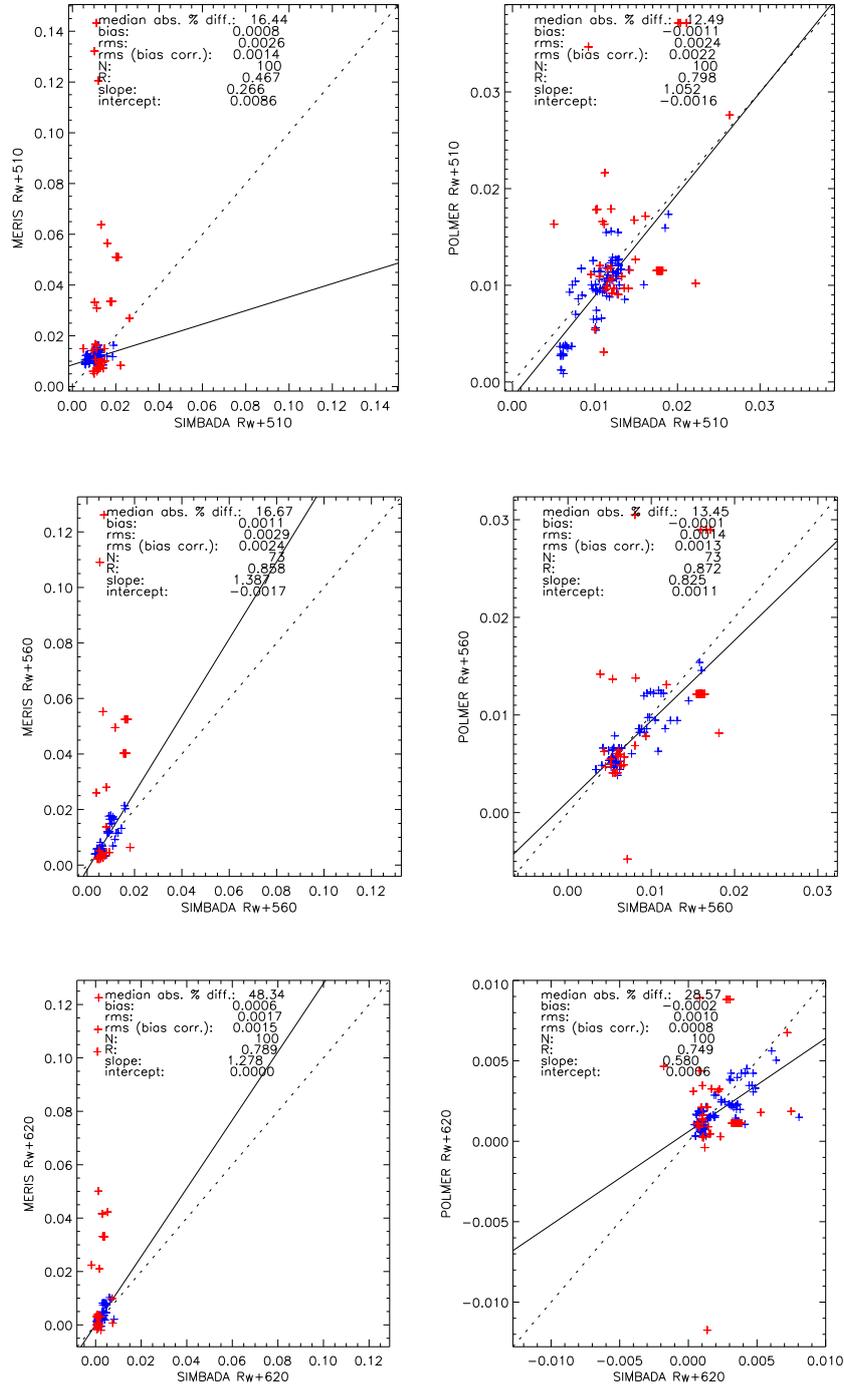


FIG. 4.5 – Comparaison avec les mesures *in situ* SIMBADA des produits MERIS MEGS 7.4 (colonne de gauche) et POLMER (colonne de droite) pour les paramètres $\rho_w^+(510)$, $\rho_w^+(560)$ et $\rho_w^+(620)$ (de haut en bas). Les points rouges correspondent aux points pour lesquels le flag "PCD_1.13" est levé ; ils ne sont pas pris en compte dans la statistique.

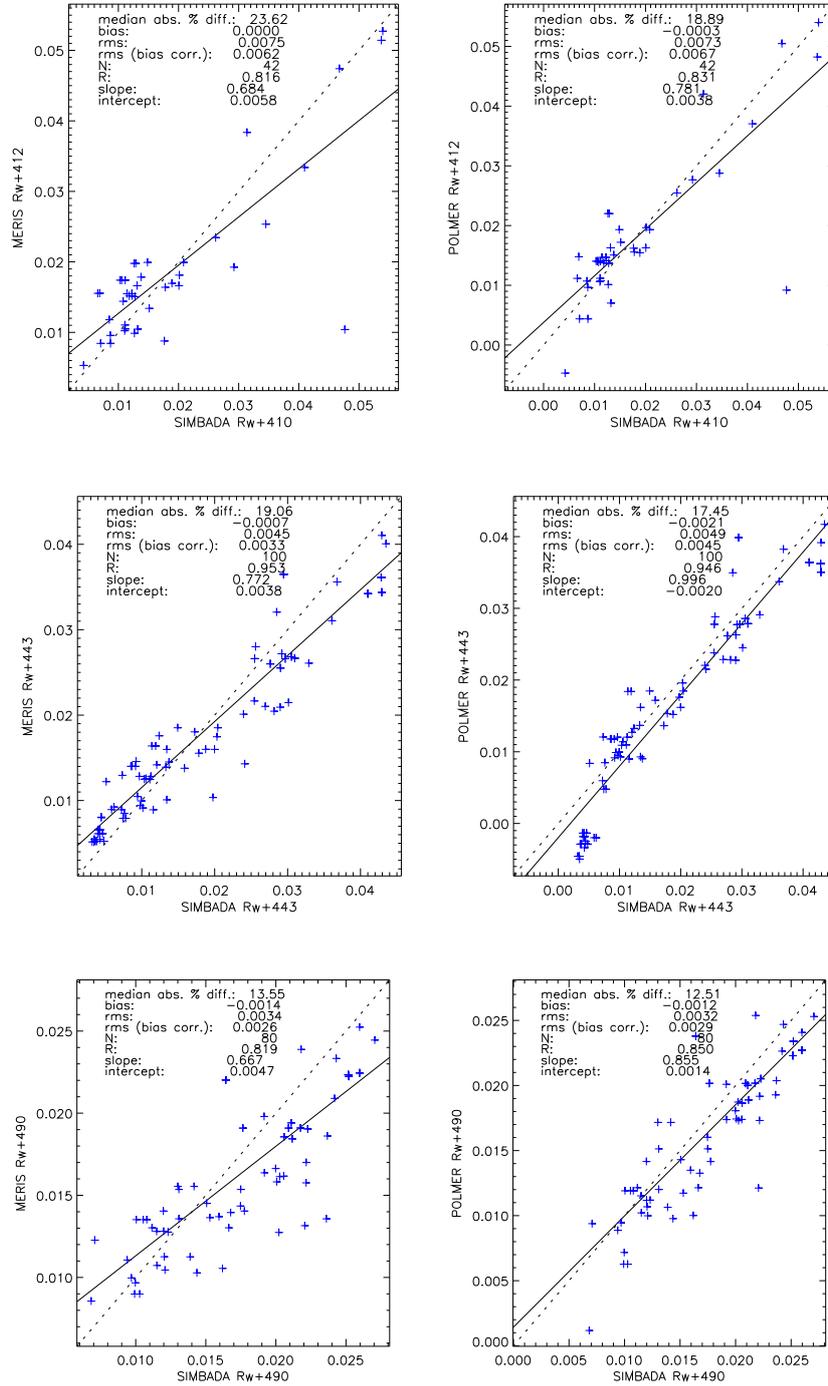


FIG. 4.6 – Comparaison avec les mesures *in situ* SIMBADA des produits MERIS MEGS 7.4 (colonne de gauche) et POLMER (colonne de droite) pour les paramètres $\rho_w^+(412)$, $\rho_w^+(443)$ et $\rho_w^+(490)$ (de haut en bas).

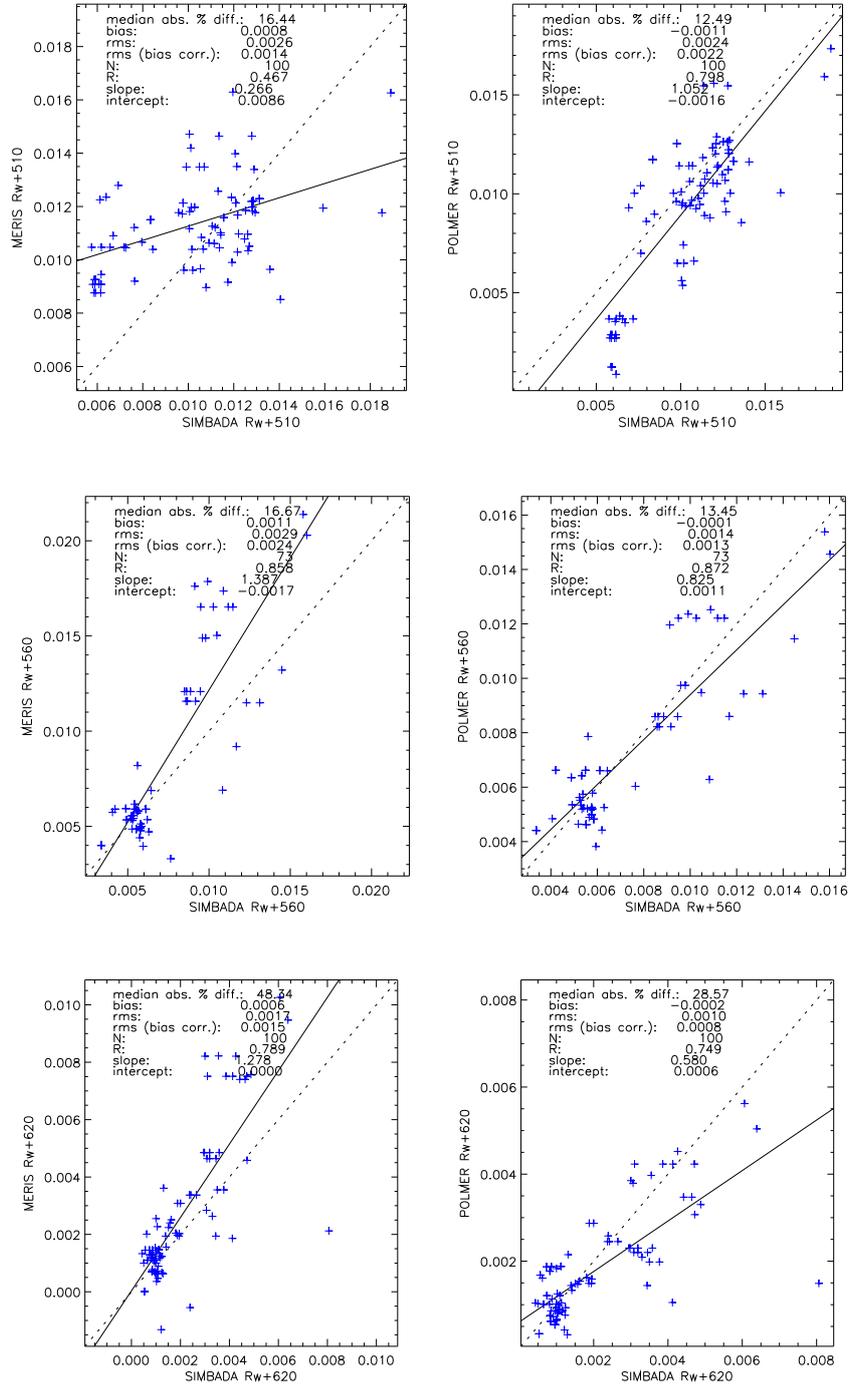


FIG. 4.7 – Comparaison avec les mesures *in situ* SIMBADA des produits MERIS MEGS 7.4 (colonne de gauche) et POLMER (colonne de droite) pour les paramètres $\rho_w^+(510)$, $\rho_w^+(560)$ et $\rho_w^+(620)$ (de haut en bas).

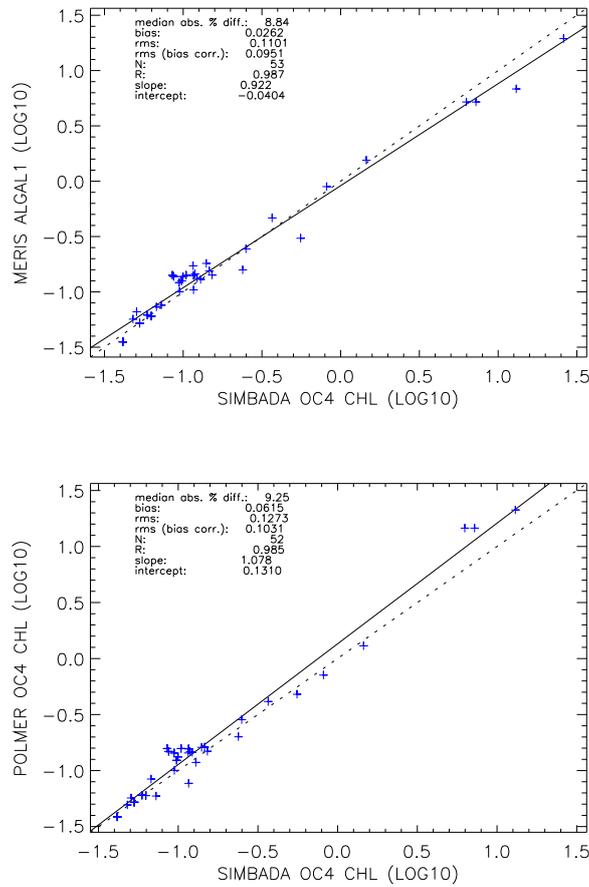


FIG. 4.8 – Comparaison des paramètres de concentration en chlorophylle MERIS MEGS 7.4 (figure du haut) et POLMER (estimation à partir des réflectances marines, par l’algorithme OC4v4-Me), avec les concentrations en chlorophylles estimées par OC4v4-Me à partir des réflectances marines *in situ* SIMBADA.

paramètre	R		RMS (bias corr.)	
	MEGS 7.4	POLMER	MEGS 7.4	POLMER
$\rho_w^+(410)$	0.816	0.831	0.0062	0.0067
$\rho_w^+(443)$	0.953	0.946	0.0033	0.0045
$\rho_w^+(490)$	0.819	0.850	0.0026	0.0029
$\rho_w^+(510)$	0.467	0.798	0.0014	0.0022
$\rho_w^+(560)$	0.858	0.872	0.0024	0.0013
$\rho_w^+(620)$	0.789	0.749	0.0015	0.0008
chl (OC4v4-Me)	0.987	0.985	0.0951	0.1031

TAB. 4.1 – Récapitulatif des résultats des figures 4.6 à 4.8, pour les paramètres statistiques R (coefficient de corrélation) et RMS (root mean square) après correction du biais.

4.6 Comparaison des produits POLMER aux produits officiels de niveau 2 MERIS et MODIS

Les produits de niveau 2 ont été projetés dans une grille sinusoidale de dimensions 3240×6480 ("grille POLDER"). La période temporelle considérée est le mois de juin 2003. Les conditions de validité d'un pixel sont les suivantes :

- Réflectance à 865 nm inférieure à 0.05
- Écart-type local sur un pavé de 3×3 pixels autour du pixel considéré inférieur à 0.01 (filtrage des nuages)

On utilise également les conditions suivantes liées aux flags des produits de niveau 2 MEGS 7.4 :

- pas d'aérosols (masque ABSOA_DUST)
- pas de sun glint (masques MEDIUM_GLINT et HIGH_GLINT)

Nous allons noter l'ensemble de ces conditions "MASK_POLMER". Bien que ces derniers flags sont repris du produit de niveau 2 MEGS 7.4, il serait possible de les évaluer dans l'algorithme POLMER, de manière à rendre celui-ci totalement indépendant de l'algorithme MEGS 7.4.

Les synthèses ont été également réalisées dans les mêmes conditions pour les produits MERIS MEGS 7.4. Enfin, les produits de niveau 3 MODIS ont également été reprojétés dans la même grille, pour permettre de comparer ces produits entre eux. Les synthèses des produits concentration en chlorophylle sont présentées en figures 4.9(a) à 4.9(c).

Les figures 4.10(a) et 4.10(b) présentent les comparaisons des produits concentration en chlorophylle par rapport au produit MODIS, pris comme référence, des synthèses POLMER (4.10(a)) et MERIS ("MASK_POLMER", figure 4.10(b)). Enfin, les comparaisons des produits POLMER et MERIS (utilisant les mêmes conditions de génération de synthèse "MASK_POLMER") par rapport à MODIS sont également présentées pour les réflectances disponibles pour MODIS : à 443 nm (figure 4.11), à 490 nm (figure 4.12) et à 560 nm (figure 4.13).

Ces figures montrent que pour des synthèses générées dans des conditions identiques, les paramètres $\rho_w^+(443)$ et $\rho_w^+(490)$ estimés par l'algorithme MEGS 7.4 se comparent mieux à MODIS que les paramètres estimés par POLMER.

paramètre	POLMER		MERIS MEGS 7.4	
	biais	stderr	biais	stderr
$\rho_w^+(443)$	5.9×10^{-3}	6.9×10^{-3}	3.3×10^{-3}	5.6×10^{-3}
$\rho_w^+(490)$	3.2×10^{-3}	4.8×10^{-3}	1.2×10^{-3}	4.3×10^{-3}
$\rho_w^+(560)$	1.1×10^{-3}	2.7×10^{-3}	2.8×10^{-4}	3.3×10^{-3}
chl (log10)	3.9×10^{-2}	1.5×10^{-1}	5.1×10^{-3}	2.2×10^{-1}

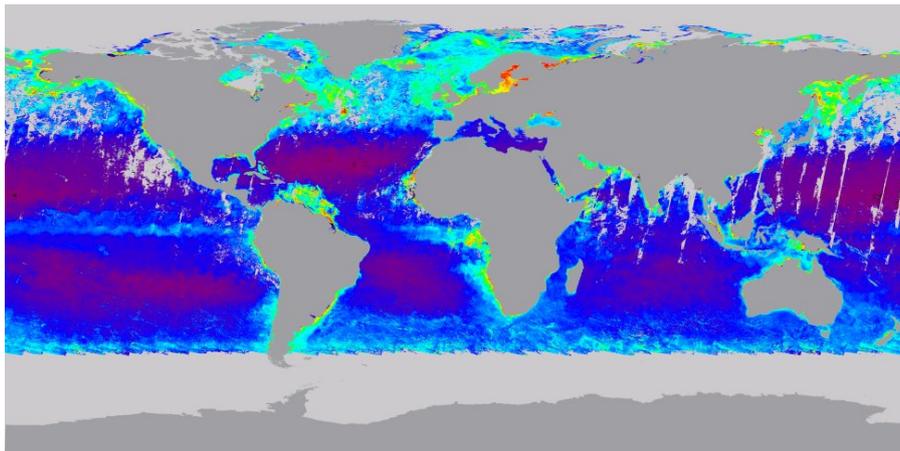
TAB. 4.2 – Récapitulatif des résultats des figures 4.10 à 4.13.

Pour les paramètres $\rho_w^+(560)$ et la concentration en chlorophylle, la comparaison est à l'avantage du traitement POLMER. Ceci peut s'expliquer par le fait que la précision du paramètre [chl] est principalement déterminée par la précision des réflectances à 560 nm, les réflectances à 560 nm étant plus faibles qu'à 443 et 490 nm. Une synthèse de ces résultats est présentée en table 4.2.

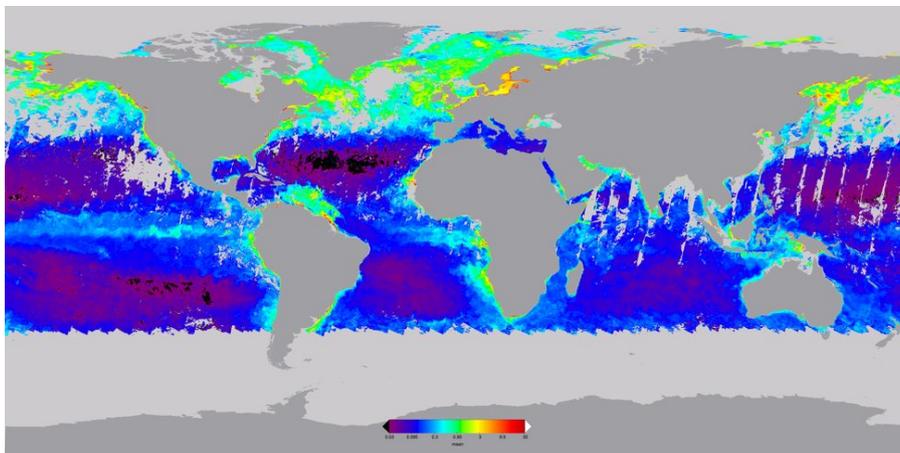
4.7 Qualité image

Les figures 4.15(a) 4.15(b) présentent un exemple de paramètre de niveau 2 de réflectance marine $\rho_w^+(560)$, pour une scène sur la mer Méditerranée, datée du 04 mars 2003. On observe davantage de bruit sur le produit MERIS MEGS 7.4 (ce qui est typique pour le paramètres réflectance marine à 560 nm pour cet algorithme), et une diminution importante et anormale des réflectances marines autour de la Corse, par rapport au produit POLMER. L'anomalie autour de la Corse est probablement liée à un effet d'environnement, comme nous l'expliquerons en partie 4.8. On parle d'effet d'environnement lorsqu'une partie du rayonnement capté dans la direction d'une cible données, provient en réalité de cibles voisines, en ayant été rediffusée par l'atmosphère dans la direction du capteur. Ce phénomène est illustré en figure 4.14

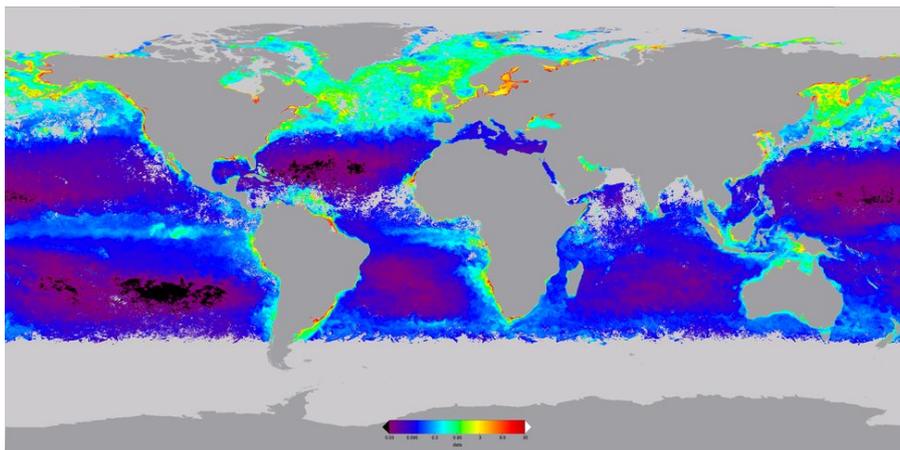
Les figures 4.16 à 4.18 présentent d'autres produits de niveau 2, localisés sur la mer du Japon. Comme on peut le voir sur la carte d'épaisseur optique des aérosols (4.16), cette scène présente un épais panache d'aérosols, avec des épaisseurs optiques de l'ordre de 0.6. Les produits MERIS MEGS 7.4 et POLMER sont tous les deux affectés par ce panache : le produit MERIS MEGS 7.4 montre une discontinuité le long du panache (figure 4.17(a)) et le produit POLMER montre une surestimation des réflectances marines dans le panache (figure 4.17(b)). La discontinuité du produit MERIS MEGS 7.4 se retrouve sur le produit [chl] (figure 4.18(a)), mais le produit POLMER ne présente pas d'anomalie dans le panache d'aérosols (figure 4.18(b)). Ceci peut être ex-



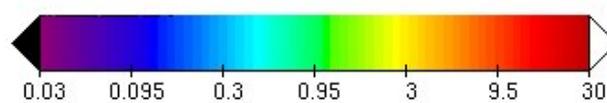
(a) POLMER concentration en chlorophylle (OC4v4-Me)



(b) MERIS MEGS 7.4 concentration en chlorophylle (algal.1)

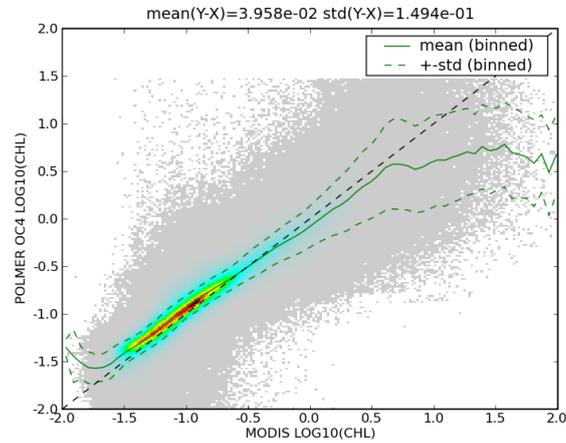


(c) MODIS level 3 product from GSFC (reprocessing 1.1)

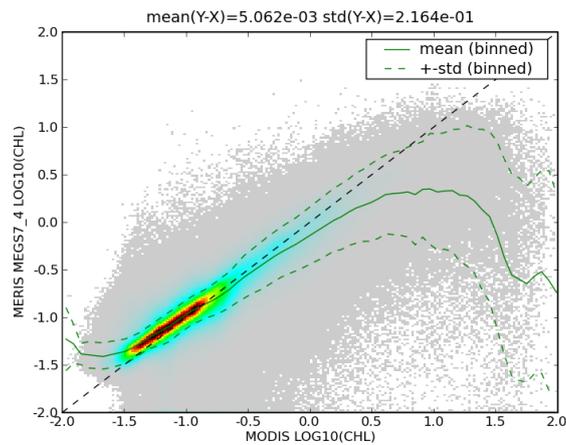


(d) Échelle de couleurs

FIG. 4.9 – Paramètres de niveaux 3 [chl] mensuels (juin 2003), utilisés pour les comparaisons. La projection affichée est rectangulaire, mais les comparaisons sont effectuées en projection sinusoidale pour conserver les surfaces, et ne pas donner plus de poids aux pixels aux hautes latitudes.

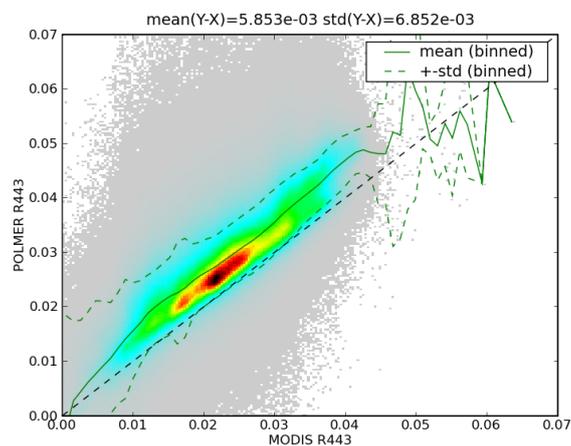


(a) POLMER concentration en chlorophylle (OC4v4-Me), comparé au paramètre chl MODIS level 3.

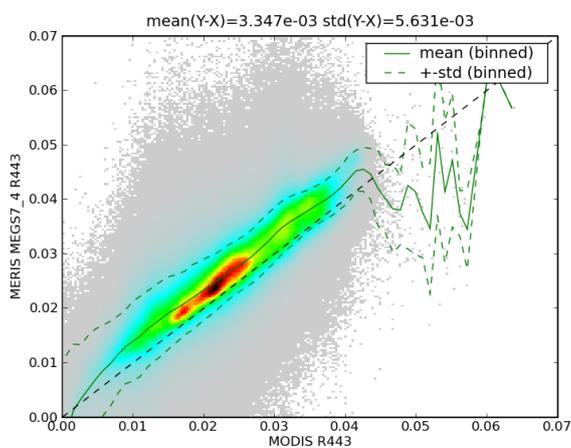


(b) MERIS MEGS 7.4 concentration en chlorophylle, comparé au paramètre chl MODIS level 3.

FIG. 4.10 – Comparaison des paramètres de niveau 3 mensuels (juin 2003) concentration en chlorophylle, en prenant comme référence MODIS (GSFC, processing 1.1). Le même algorithme bio-optique OC4v4-Me est utilisé dans les algorithmes MERIS MEGS 7.4 et POLMER. Les mêmes conditions de génération des synthèses sont utilisées ("MASK_POLMER, cf texte).

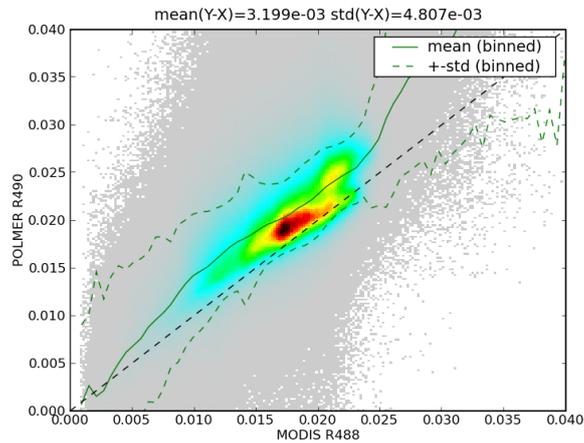


(a) Paramètre POLMER $\rho_w^+(443)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS

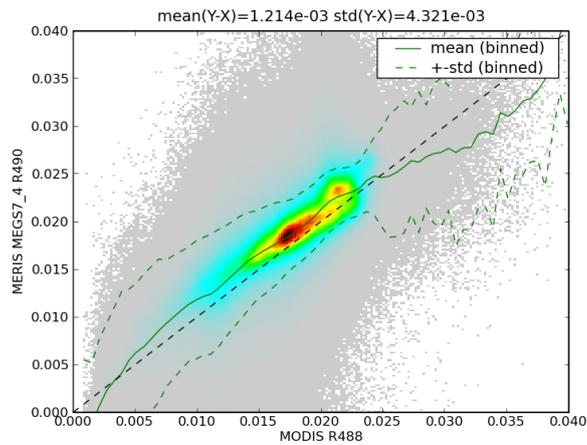


(b) Paramètre MERIS MEGS 7.4 $\rho_w^+(443)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS

FIG. 4.11 – Comparaison des paramètres de niveau 3 (juin 2003) réflectance marines à 443 nm, en prenant comme référence le produit de niveau 3 MODIS à 443 nm (GSFC, processing 1.1).

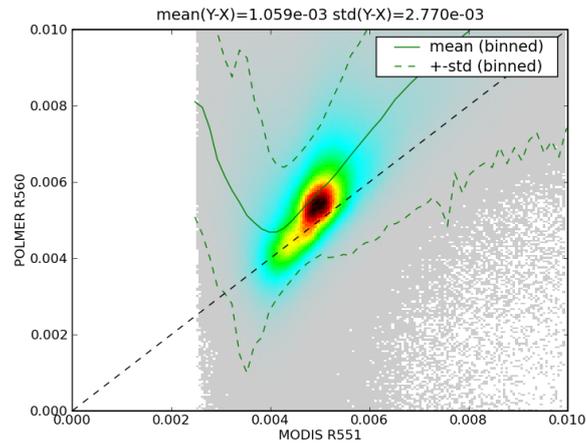


(a) Paramètre POLMER $\rho_w^+(490)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS

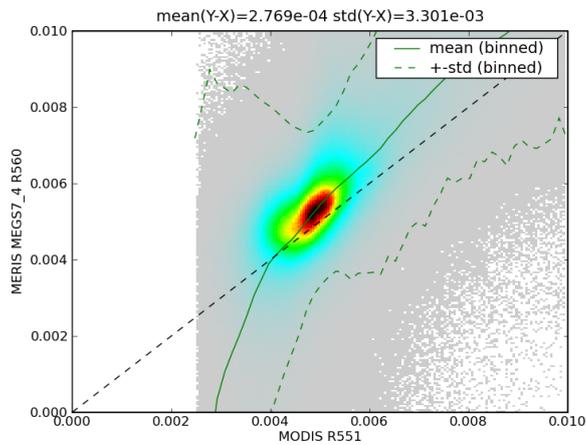


(b) Paramètre MERIS MEGS 7.4 $\rho_w^+(490)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS

FIG. 4.12 – Comparaison des paramètres de niveau 3 (juin 2003) réflectance marines à 490 nm, en prenant comme référence le produit de niveau 3 MODIS à 448 nm (GSFC, processing 1.1).



(a) Paramètre POLMER $\rho_w^+(560)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS



(b) Paramètre MERIS MEGS 7.4 $\rho_w^+(560)$, en fonction du paramètre correspondant MODIS

FIG. 4.13 – Comparaison des paramètres de niveau 3 (juin 2003) réflectance marines à 560 nm, en prenant comme référence le produit de niveau 3 MODIS à 551 nm (GSFC, processing 1.1).

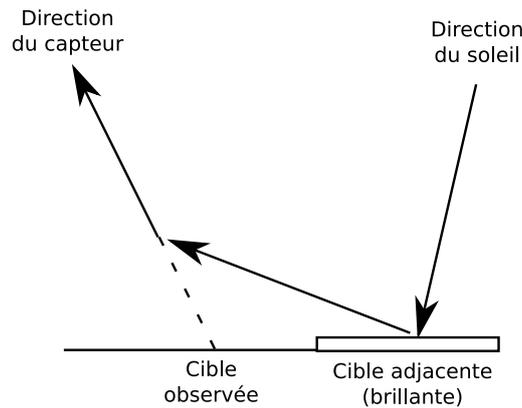
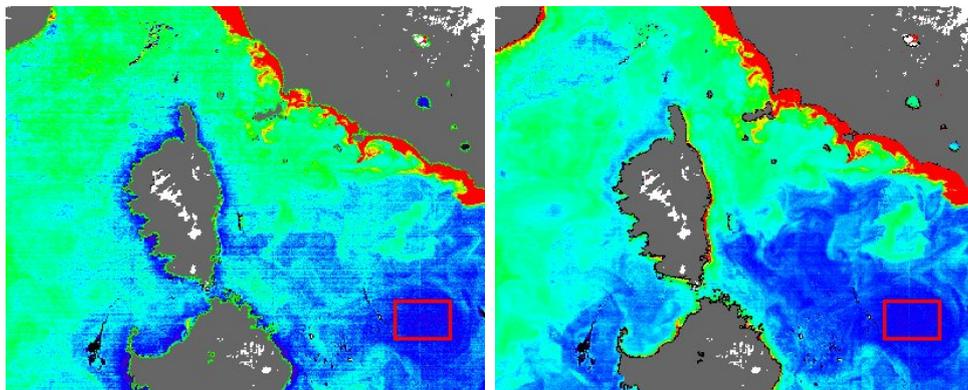


FIG. 4.14 – Effet d’environnement : dans la direction de la cible visée, une partie du rayonnement peut provenir d’une cible voisine (brillante).

pliqué par le fait que la concentration en chlorophylle est obtenue par des rapports entre réflectances marines, ce qui permet de faire disparaître des biais systématiques sur les réflectances marines obtenues par POLMER, mais pas par l’algorithme MEGS 7.4 car les réflectances marines comportent une discontinuité spatiale. Ce changement de régime de fonctionnement de l’algorithme de correction atmosphérique n’est pas rattrapé par l’algorithme bio-optique utilisant des rapports de réflectances marines.

La discontinuité qui apparaît sur les paramètres réflectances marines MERIS MEGS 7.4 dans le panache d’aérosols peut s’expliquer par les mécanisme de détection d’aérosols absorbants et d’eaux turbides de l’algorithme [Antoine 05]. Après une première tentative d’estimation du contenu en aérosols, deux tests sont effectués : (1) un test à 510 nm, où la réflectance marine (eaux du cas I) est supposée varier peu [Duntley 74], ce qui permet de détecter la présence d’aérosols absorbants et (2) un test à 709 nm, où la réflectance de l’eau (cas I) est supposée nulle, ce qui permet de détecter les cas où l’eau est turbide et vient perturber la correction atmosphérique (“bright water”). Ces tests peuvent entraîner des changements de régime de fonctionnement de l’algorithme : utilisation de modèles d’aérosols absorbants lorsque ceux-ci sont détectés, et estimation du contenu en matière en suspension lorsque l’eau est déclarée turbide. Il est probable que la discontinuité mise en évidence sur les figures 4.17(a) et 4.18(b) soit liée à ces mécanismes.



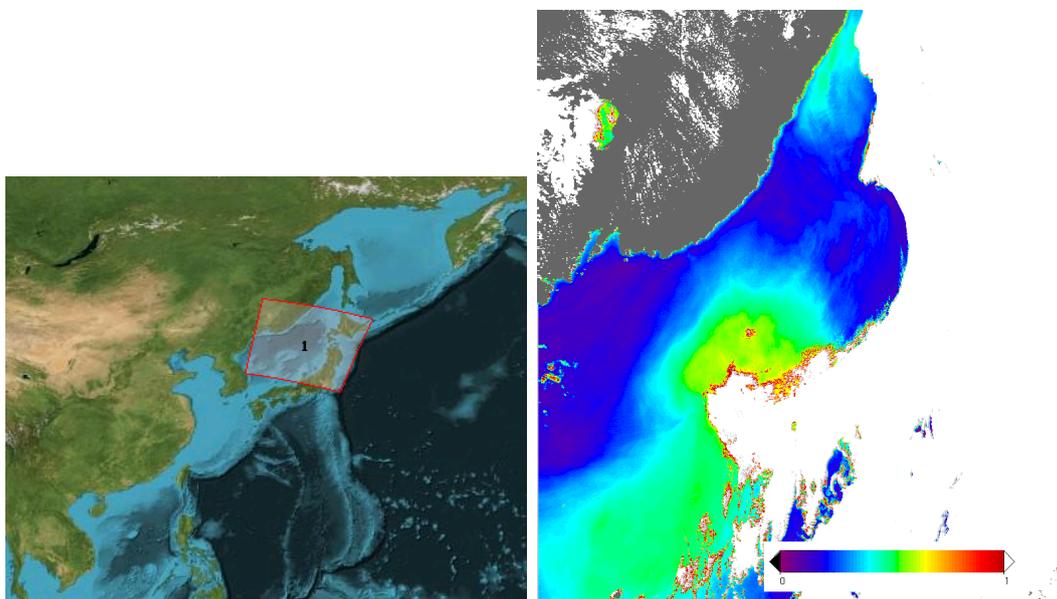
(a) Produit MERIS MEGS 7.4. L'écart-type des données dans la zone indiquée par un rectangle rouge est de 3.86×10^{-4}

(b) Produit POLMER. L'écart-type des données dans la zone indiquée par un rectangle rouge est de 2.33×10^{-4}



(c) Échelle de couleurs, allant de 0 à 0.0131

FIG. 4.15 – Exemples de paramètres $\rho_w^+(560)$ en mer Méditerranée, 04 mars 2003.



(a) Localisation de la scène.

(b) Carte de l'épaisseur optique des aérosols (produit POLMER)

FIG. 4.16 – Mer du Japon, 1er juin 2003.

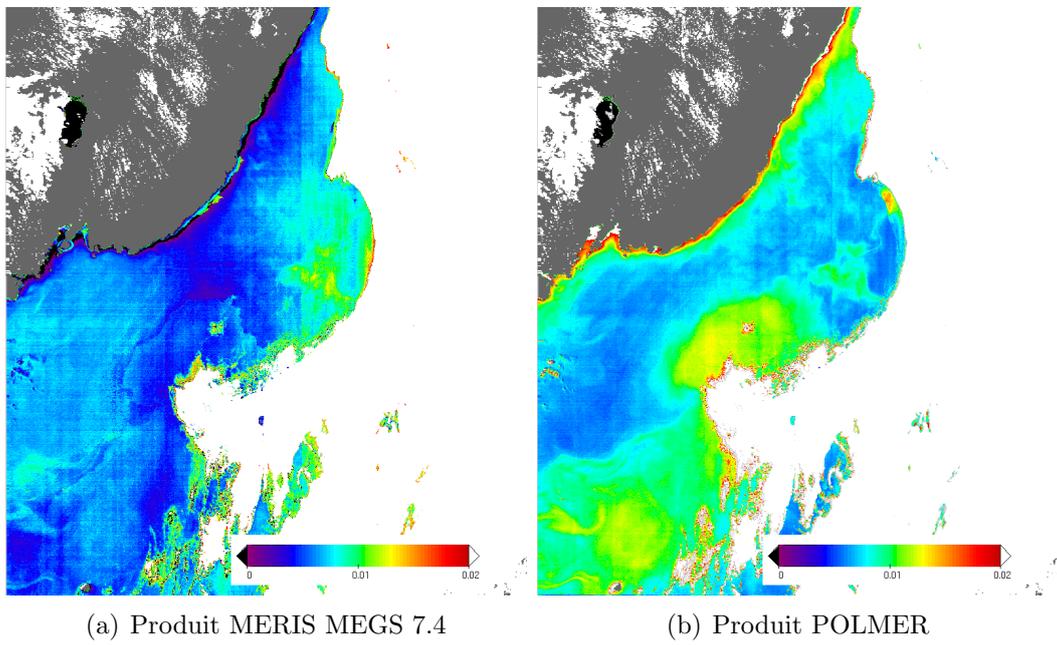
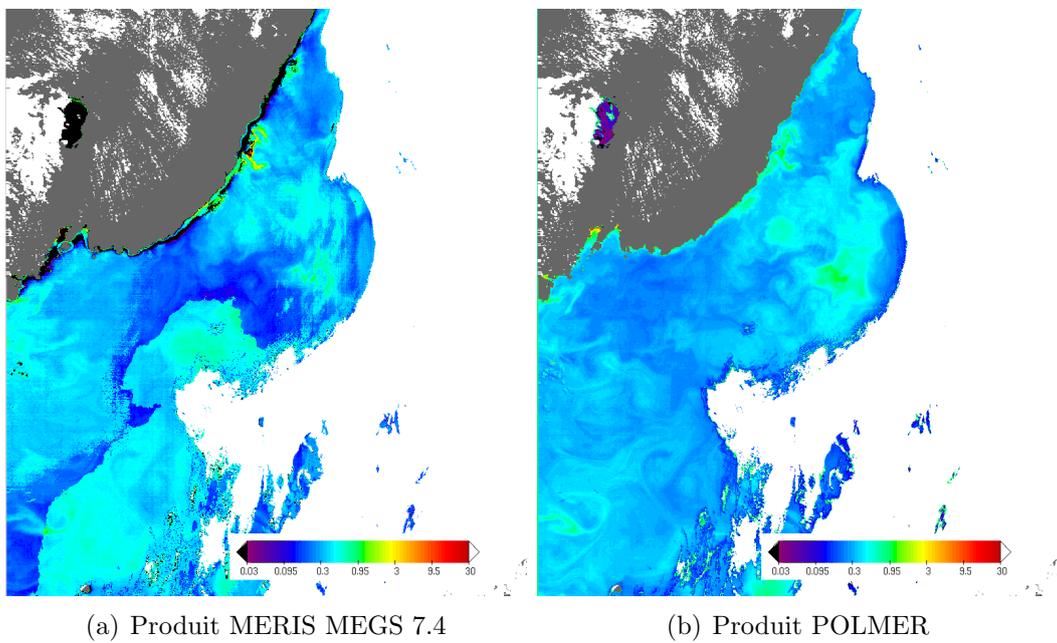
FIG. 4.17 – Paramètre $\rho_w^+(560)$. Mer du Japon, 1er juin 2003.

FIG. 4.18 – Paramètre [Chl]. Mer du Japon, 1er juin 2003.

4.8 Interprétation : propagation du bruit et effet d'environnement

Nous avons mis en évidence deux différences importantes entre les paramètres $\rho_w^+(560)$ obtenus par les algorithmes POLMER et MERIS MEGS 7.4, sur les figures 4.15(a) et 4.15(b) : par rapport au produit POLMER, le produit MERIS MEGS 7.4 est plus bruité, et comporte un "effet d'environnement" important, caractérisé par une diminution anormale des réflectances marines près des côtes, notamment tout autour de la Corse.

Pour examiner l'origine de ces défauts, nous appliquons aux données MERIS un algorithme de correction atmosphérique très simplifié, utilisant pour l'estimation du contenu en aérosols, soit les bandes 665 et 865 (comme l'algorithme POLMER), soit les bandes 779 et 865 (comme l'algorithme MERIS MEGS 7.4). Les résultats des deux versions de cet algorithme permettront de déterminer si les défauts observés sont attribuables au choix des bandes dans le rouge et le proche infrarouge, en particulier la bande 665 nm ou la bande 779 nm.

L'algorithme simplifié est schématisé comme suit : après correction de l'absorption gazeuse et de la diffusion moléculaire, on obtient les réflectances $\rho'(\lambda)$, assimilables dans le rouge et proche infrarouge à la réflectance des aérosols. On modélise la variation spectrale des aérosols par un polynôme $c_0 + c_1\lambda^{-1}$, et on utilise les bandes λ_1 et λ_2 (665 et 865 nm, ou 779 et 865 nm) pour estimer c_0 et c_1 , puis on extrapole ce polynôme pour estimer la réflectance des aérosols dans la bande spectrale λ_0 à corriger, en l'occurrence $\lambda_0 = 560nm$. Ce procédé est similaire au procédé utilisé dans l'algorithme POLYMER, décrit en partie 5 et en annexe A.

On écrit ainsi le polynôme aux bandes λ_1 et λ_2 :

$$\begin{bmatrix} \rho'(\lambda_1) \\ \rho'(\lambda_2) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1^{-1} \\ 1 & \lambda_2^{-1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

Les coefficients du polynôme sont ainsi obtenus par :

$$\begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1^{-1} \\ 1 & \lambda_2^{-1} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \rho'(\lambda_1) \\ \rho'(\lambda_2) \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

L'extrapolation du polynôme à la longueur d'onde λ_0 permet d'estimer la réflectance marine au dessus de la surface. Par souci de simplification, on néglige l'effet de transmission atmosphérique sur les réflectances marines :

$$\rho_w^+(\lambda_0) \approx \rho'(\lambda_0) - (c_0 + c_1 \lambda_0^{-1}) \quad (4.4)$$

$$\approx \rho'(\lambda_0) - \begin{bmatrix} 1 & \lambda_0^{-1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1^{-1} \\ 1 & \lambda_2^{-1} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \rho'(\lambda_1) \\ \rho'(\lambda_2) \end{bmatrix} \quad (4.5)$$

On obtient ainsi pour la version utilisant les bandes $(\lambda_1, \lambda_2) = (779, 865)$ ("type MERIS MEGS 7.4"), à $\lambda_0 = 560\text{nm}$:

$$\rho_w^+(560) \approx \rho'(560) - 4.69\rho'(779) + 3.69\rho'(865) \quad (4.6)$$

Pour la version utilisant les bandes $(\lambda_1, \lambda_2) = (665, 865)$ ("type POLMER"), à $\lambda_0 = 560\text{nm}$:

$$\rho_w^+(560) \approx \rho'(560) - 1.81\rho'(665) + 0.81\rho'(865) \quad (4.7)$$

Cette méthode permet de réaliser la correction atmosphérique par une simple combinaison linéaire des bandes spectrales, ce qui donne une bonne lisibilité du processus (cf partie POLYMER).

Les résultats de ces deux versions de l'algorithme de correction atmosphérique simplifié sont présentés en figures 4.19. Ces résultats sont à interpréter de manière qualitative : on veut mettre en évidence que le choix des bandes spectrales a une influence sur l'effet d'environnement. Nous ne nous attacherons pas à l'interprétation quantitative, rendue impossible par les simplifications effectuées : un biais apparaît entre les deux produits, dû à la non prise en compte du fait que la réflectance marine n'est pas nulle à 670nm. De plus, on observe une variation de droite à gauche des images, car on n'a pas pris en compte les effets de transmission atmosphérique sur les réflectances marines.

On constate sur ces figures que "l'effet d'environnement" apparaît nettement sur la version "type MERIS MEGS 7.4", par une diminution anormale des réflectances marines à 560 nm autour des côtes de la Corse ; ce phénomène

n'apparaît pas sur la version "type POLMER". On retrouve ainsi les résultats observés sur les figures 4.15(a) et 4.15(b), et on peut en conclure que l'effet d'environnement observé sur les produits MERIS MEGS 7.4 est dû au seul choix de la bande spectrale 779 nm.

Les coefficients des relations 4.7 et 4.6 permettent en outre de donner une explication à ces résultats. La réflectance de la végétation augmente typiquement très fortement entre 665 nm et 779 nm, de sorte qu'on peut considérer que le canal à 779 nm est affecté par un effet d'environnement, de même que le canal à 865 nm (fort contraste avec la mer), alors que le canal à 665 nm est potentiellement beaucoup moins affecté (contraste moins fort avec la mer). La relation (4.7) indique donc que les réflectances marines à 560 nm augmentent lors d'une surestimation du canal à 865, notamment dans la zone touchée par l'effet d'environnement. Dans le cas de l'algorithme "type POLMER", il y a donc surestimation des réflectances marines dans l'effet d'environnement : cette surestimation est noyée dans l'augmentation naturelle de $\rho_w^+(560)$ lorsqu'on s'approche des côtes. Dans le cas de l'algorithme "type MERIS MEGS 7.4", on voit dans la relation (4.6) qu'un coefficient négatif (-4.69) est attribué au canal à 779 nm, et un coefficient positif (+3.69) au canal à 865 nm. Un poids plus important est attribué au canal à 779 nm : cela pourra se traduire par une diminution des réflectances marines à 560 nm avec l'augmentation de la perturbation liée à l'effet d'environnement, dans le cas où l'effet d'environnement est identique aux canaux 779 et 865 nm. Néanmoins, cette interprétation est conditionnée par l'allure spectrale de la végétation, et on voit en effet sur les figures 4.15(a) et 4.15(b) que l'anomalie liée à l'effet d'environnement n'apparaît pas systématiquement autour de toutes les côtes.

Enfin, les coefficients des relations 4.6 et 4.7 traduisent la différence d'effet de "bras de levier" entre les deux choix de bandes spectrales considérés : les coefficients sont plus élevés dans le cas de l'algorithme "type MERIS", c'est à dire lorsque les bandes spectrales sont proches (somme quadratique des coefficients = 35.6) que dans le cas de l'algorithme "type POLMER" (somme quadratique des coefficients = 3.9). Ces coefficients traduisent donc une propagation du bruit dans les bandes rouge et proche infrarouge beaucoup plus importante dans le premier cas, ce qui peut expliquer la différence de bruit entre les images 4.15(a), où on a mesuré un écart-type de 3.86×10^{-4} dans une zone homogène, et 4.15(b), où on a mesuré un écart-type de 2.33×10^{-4} dans la même zone. Ce

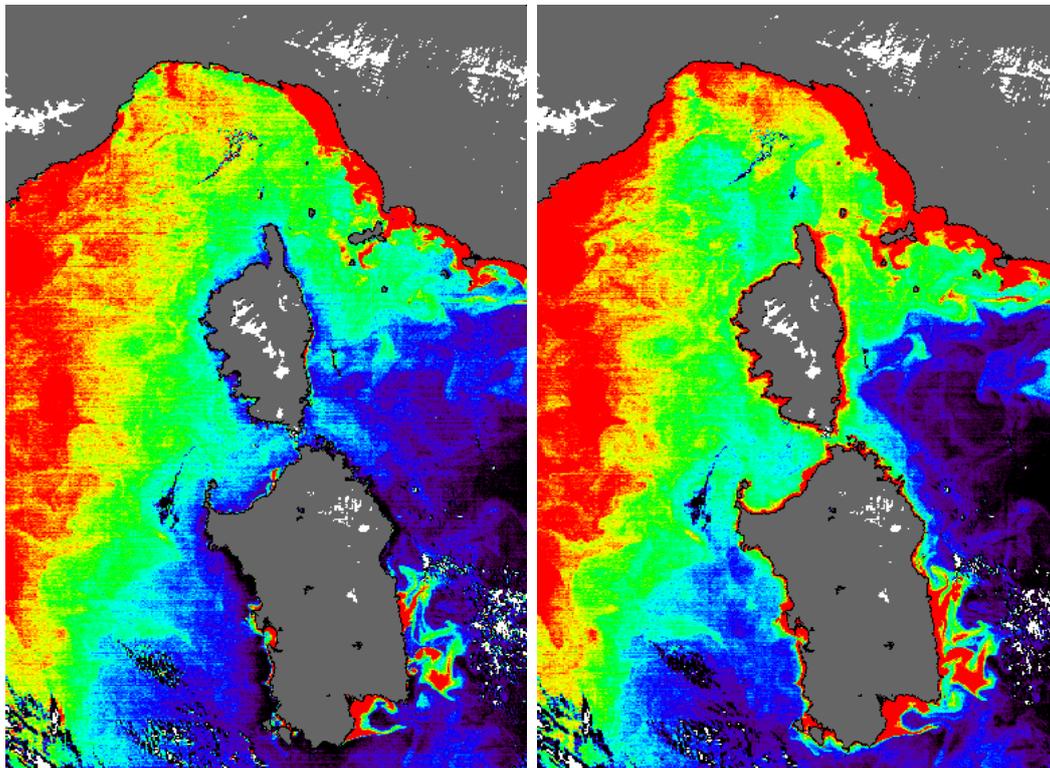
résultat rejoint les résultats de [Hu 00], où il a été montré que l'utilisation de la bande spectrale 670 nm au lieu de 765 nm a permis d'améliorer le bruit des produits de niveau 2 SeaWiFS. De même, [Jolivet 07] a montré que le choix de bandes de correction atmosphérique couvrant un domaine spectral plus grand allait dans le sens d'une diminution du bruit radiométrique propagé par la correction atmosphérique.

4.9 Conclusion

La comparaison des produits MERIS niveau 2, produits par les algorithmes MEGS 7.4 et POLMER, aux données SIMBADA, montre des performances proches des deux algorithmes. Toutefois, l'algorithme POLMER est moins sensible au critère de qualité PCD_1_13 (qui indique principalement une présence de nuages fins – "ice haze"), et sa précision sur les réflectances marines est légèrement supérieure. Cette étude est probablement limitée par la qualité des données SIMBADA, dont on soupçonne un niveau d'erreur qui limite l'analyse : une inspection minutieuse des données pourrait être utile, ou l'utilisation de données plus robustes, comme celles de la bouée BOUSSOLE. Enfin, le fait d'utiliser comme critère de filtrage le masque PCD_1_13 est probablement à l'avantage des produits MERIS. En effet, comme le montre la figure 4.6, il peut rester des cas où les réflectances marines POLMER sont négatives (ici à 490 nm) : on pourrait alors définir un critère de qualité POLMER équivalent à PCD_1_13.

Une comparaison a ensuite été faite sur des synthèses mensuelles, en choisissant comme référence MODIS. Celle-ci montre une meilleure précision de POLMER pour les paramètres réflectances marines à 560 nm et concentration en chlorophylle, et une moins bonne précision pour les paramètres réflectances marines à 443 et 490 nm : ceci s'explique par le fait que les erreurs sur les produits concentration en chlorophylle sont principalement limitées par la précision sur les réflectances marines à 560 nm.

Deux différences structurelles dans les produits de niveaux 2 ont été observées sur le canal à 560 nm : un niveau de bruit plus important sur le produit MERIS MEGS 7.4, et un effet d'environnement se traduisant par une diminution anormale des réflectances marines à 560 autour de certaines côtes. On a



(a) Algorithme simplifié "type MERIS" (b) Algorithme simplifié "type POLMER".
 Les bornes de l'échelle de couleurs sont (0.011, 0.017). Les bornes de l'échelle de couleurs sont (0.007, 0.011).



(c) Échelle de couleurs utilisée.

FIG. 4.19 – Paramètres $\rho_w^+(560)$ issus de l'algorithme de correction atmosphérique simplifié, pour deux jeux de bandes spectrales (779, 865) ("type MERIS MEGS 7.4") et (664, 865) ("type POLMER"). Les échelles de couleurs sont différentes, et choisies de manière à favoriser la comparaison visuelle et l'appréciation de l'effet d'environnement. Le biais entre les deux produits est expliqué par les simplifications effectuées.

montré, en appliquant à l'image MERIS considérée deux versions d'un algorithme de correction atmosphérique très simplifié, utilisant respectivement les bandes d'estimation du contenu en aérosols (665, 865), et (779, 865), que ces deux différences peuvent être expliquées par le choix de ces bandes spectrales. En effet, l'écart réduit entre ces bandes spectrales augmente la propagation du bruit de ces bandes par un effet de "bras de levier", et le canal à 779 nm est potentiellement plus affecté que le canal à 665 nm par l'effet d'environnement lié au contraste entre la mer et la végétation terrestre.

Enfin, un exemple de scène comportant un épais panache d'aérosols a montré un problème de discontinuité des produits MERIS MEGS 7.4 autour du panache, du fait d'une transition de régime de l'algorithme, où la méthode de correction atmosphérique change avec certaines conditions sur le canal à 510, ce qui se produit apparemment dans le panache d'aérosols.

Chapitre 5

POLYMER

Nous présentons dans cette partie un résumé de la description de l'algorithme de correction atmosphérique "POLYMER", qui a été entièrement développé dans le cadre de cette thèse. La description complète, sous la forme d'un article à soumettre pour publication, est mise en annexe A.

Cet algorithme est conçu pour effectuer des corrections atmosphériques, que l'observation soit contaminée ou non par le sun glint, et ce jusqu'au centre de la tache brillante (réflectance de l'ordre de 20%). Des méthodes simples de correction du sun glint faible ont déjà été utilisées [Wang 01] [Nicolas 02a]. Elles se basent sur l'estimation de l'intensité du sun glint calculé par le modèle de Cox et Munk [Cox 54]. Mais étant donnée l'imprécision de l'estimation de la vitesse du vent, des biais importants apparaissent lorsque le sun glint devient trop intense (au delà de 1%). Ceci a été illustré en partie 2.2.2 par les figures 2.2(a) et 2.2(b). Il est donc nécessaire de s'affranchir, du moins en partie, de l'utilisation du paramètre vitesse du vent.

5.1 Principe de correction atmosphérique

5.1.1 Modèle atmosphérique

Considérons le modèle atmosphérique défini au chapitre 2 par l'équation (2.6). Notons $\rho'(\lambda)$ le signal TOA corrigé de l'absorption gazeuse, de la diffusion moléculaire et d'une valeur approchée du sun glint. Cette valeur approchée est déterminée d'après la vitesse du vent v_0 connue pour le pixel considéré, grâce au modèle de Cox et Munk [Cox 54], mais la valeur réelle de la vitesse du vent v , qui permettrait de déduire l'intensité du signal sun glint réel, peut

être notablement différente. Il sera donc nécessaire d'effectuer une correction supplémentaire des effets résiduels du sun glint $\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0)$.

$$\rho'(\lambda) = \rho_{TOA}(\lambda)/T_{\text{gas}}(\lambda) - \rho_{\text{mol}}(\lambda) - \bar{T}(\lambda)\rho_{gli}(\lambda, v_0) \quad (5.1)$$

$$= \rho_{\text{aer}}(\lambda) + \bar{T}(\lambda)\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0) + \rho_{gli+\text{mol}}(\lambda, v) + T^{\uparrow\uparrow}(\lambda)(\rho_w^+(\lambda) + \rho_f(\lambda, v)) \quad (5.2)$$

Le principe fondamental de l'algorithme POLYMER consiste à modéliser les effets à corriger dans l'expression précédente (5.2), c'est à dire la réflectance des aérosols, le couplage entre sun glint et diffusion Rayleigh, le signal résiduel du sun glint et la réflectance de l'écume, par le polynôme suivant :

$$\rho_{\text{poly}}(\lambda) = c_0 + c_1\lambda^{-1} + c_2\lambda^{-4} \quad (5.3)$$

$$\text{tel que } \rho'(\lambda) \approx \rho_{\text{poly}}(\lambda) + T^{\uparrow\uparrow}(\lambda)\rho_w^+(\lambda) \quad (5.4)$$

$$\rho_{\text{poly}}(\lambda) \approx \rho_{\text{aer}}(\lambda) + \bar{T}(\lambda)\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0) + \rho_{gli+\text{mol}}(\lambda, v) + T^{\uparrow\uparrow}(\lambda)\rho_f(\lambda, v) \quad (5.5)$$

Les exposants du polynôme, 0, -1 et -4, sont choisis de manière à représenter les dépendances spectrales probables des termes à corriger :

- Des termes "quasi-blancs", variant peu spectralement, qui sont couplés avec la diffusion ou la transmission Rayleigh, et donc représentables au premier ordre par une dépendance spectrale en λ^{-4} , à savoir le signal sun glint résiduel $\bar{T}(\lambda)\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0)$, le couplage sun glint - Rayleigh $\rho_{gli+\text{mol}}(\lambda, v)$ et la réflectance de l'écume $T^{\uparrow\uparrow}(\lambda)\rho_f(\lambda, v)$
- La réflectance des aérosols, souvent représentée grâce au coefficient d'Angström par une dépendance spectrale en $\lambda^{-\alpha}$, α variant généralement entre 0 et 1.5, que l'on approche par les termes $c_0 + c_1\lambda^{-1}$. Ce polynôme permet de représenter avec une bonne précision un terme en $\lambda^{-\alpha}$, avec l'avantage de simplifier grandement les calculs.

Cette représentation polynomiale du signal atmosphérique n'a pas pour but de représenter avec précision les dépendances spectrales des termes à corriger. Au contraire, en choisissant des exposants constants, et en modélisant l'ensemble du signal atmosphérique sans chercher à distinguer chacune de ses composantes, il se produit un équilibre entre les différents termes du po-

lynôme de manière à approcher au mieux le signal.

5.1.2 Paramètres du modèle

Les trois paramètres du modèle polynomial (5.3) sont estimés en utilisant trois bandes spectrales. Pour le choix de ces bandes "de correction", on choisit de s'écarter du domaine proche infrarouge, de manière à disposer de bandes spectrales où la diffusion Rayleigh, donc également son couplage avec le sun glint, sont plus importants. Le fait d'élargir le domaine spectral couvert par ces bandes de correction permet en outre d'augmenter le "bras de levier" lors de l'extrapolation dans le vert (560 nm) et le bleu (433, 490 nm), donc de réduire la propagation du bruit radiométrique.

Les bandes spectrales choisies sont 510, 620 et 865 nm. Le choix de la bande 510 nm s'explique par le fait que les réflectances marines varient peu à cette longueur d'onde, comme en témoigne la figure (2.3). Aux longueurs d'onde 510 et 620 nm, le signal marin n'est pas négligeable, donc un biais est introduit lors de l'estimation du contenu de l'atmosphère et l'extrapolation aux bandes "couleur de l'eau" 443, 490 et 560 nm.

Le modèle atmosphérique polynomial à coefficients constants permet une estimation des paramètres et une extrapolation aux bandes couleur de l'eau particulièrement simple, car on réalise une combinaison linéaire des bandes de correction, avec des coefficients $k_i(\lambda_0)$ qui ne dépendent que des longueurs d'ondes de correction, et de la longueur d'onde λ_0 de la bande couleur de l'eau à corriger. Les réflectances marines obtenues sont biaisées par les réflectances marines à 510 et 620 nm, on les appellera donc "pseudo-réflectances". La pseudo-réflectance $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$ à la longueur d'onde $\lambda_0 = 443, 490$ ou 560 nm, s'écrit de la manière suivante :

$$\tilde{\rho}_w(\lambda_0) = \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)} (\rho'(\lambda_0) - \sum_{i=1}^3 k_i(\lambda_0) \rho'(\lambda_i)) \quad (5.6)$$

Pour obtenir les réflectances marines réelles, non biaisées par les réflectances marines à 510 et 620 nm, il convient de corriger $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$ d'un terme donné par la combinaison linéaire des réflectances marines à 510 et 620 nm, avec les coefficients $k_i(\lambda_0)$. Ce terme de correction est a priori inconnu, et varie avec la concentration en chlorophylle. On montre en annexe A que du fait

de cette variabilité, il n'y a pas de relation simple permettant de retrouver les réflectances réelles en fonction des pseudo-réflectances, à 443 et 490 nm, et dans une moindre mesure à 560 nm. En effet, pour certaines valeurs des pseudo-réflectances, il y a deux valeurs possibles de réflectances réelles. La solution qui a été choisie pour résoudre ce problème est d'utiliser une technique de réseaux de neurones pour retrouver les réflectances marines réelles et la concentrations en chlorophylle.

5.1.3 Estimation des paramètres marins

Pour estimer les réflectances marines réelles à 443, 490 et 560 nm, ainsi que la concentration en chlorophylle, nous avons développé une solution utilisant des réseaux de neurones. Ces réseaux prennent comme paramètres les pseudo-réflectances à ces mêmes longueurs d'ondes, et la géométrie de visée. Ils sont entraînés par un jeu de données construit grâce au modèle de réflectances des eaux du cas I de [Morel 01].

Une étude de la performance de la correction atmosphérique sur un modèle d'atmosphère simulé par le code SOS a montré que les aérosols et le sun glint sont bien corrigés dans la plupart des cas. Des défauts de la correction atmosphérique apparaissent cependant à 443 nm et pour le modèle d'aérosols T90, le modèle le plus diffusant, pour lequel on constate un biais significatif sur les pseudo-réflectances.

Enfin, une étude de bruit a montré que la majeure partie des erreurs sur les produits en sortie des réseaux de neurones est introduite par les réseaux de neurones eux-mêmes, et que les erreurs provenant des canaux infrarouges et propagées par la correction atmosphérique et les réseaux de neurones sont mineures, et plus faibles que dans le cas d'un algorithme de correction atmosphérique traditionnel à deux bandes (775 et 865 nm dans le cas de MERIS). Ainsi, on peut s'attendre à ce que l'amélioration de la partie réseaux de neurones ait un effet direct et significatif sur la qualité des produits.

5.2 Application aux données MERIS

L'article en annexe A présente les résultats de l'application de l'algorithme POLYMER aux données MERIS. Un point important de cette application concerne la correction de l'effet de "smile" (décrit en section 4.1), que l'algo-

Le rythme POLYMER permet de corriger d'une manière originale. L'algorithme POLYMER a permis de prendre en compte les variations de longueur d'onde selon la fauchée : pour une mesure en haut de l'atmosphère $\rho_{TOA}(\lambda_0 + \Delta\lambda)$ affectée par une variation de longueur d'onde $\Delta\lambda$ de l'ordre de 1 nm, la correction atmosphérique est effectuée en prenant en compte cette variation de longueur d'onde $\Delta\lambda$, de telle sorte que l'on obtient la pseudo-réflectance $\tilde{\rho}_w(\lambda_0 + \Delta\lambda)$, assimilable à $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$. Ainsi, toutes les opérations préalables (utilisation de l'éclaircissement solaire pour le passage aux réflectances, absorption gazeuse, diffusion moléculaire) sont également effectuées en prenant en compte le décalage en longueur d'onde.

Les résultats montrent une très bonne couverture des produits POLYMER. L'augmentation de la couverture par rapport aux produits MERIS et MODIS (filtrés) est de l'ordre de 3 à 4. Pour préciser cet ordre de grandeur, on tient compte d'une part du gain de couverture lié aux pixels marqués PCD_1_13 (indicateur de qualité des produits qui se déclenche principalement sur les pixels contaminés par des nuages fins – environ 50% des pixels non sun glint), et d'autre part le gain lié au sun-glint : +50% pour les pixels HIGH_GLINT, et +100% pour les pixels MEDIUM_GLINT + HIGH_GLINT. En effet, pour une orbite (01-01-2003, mer du Japon) contenant 31.7% de pixels maritimes (non nuageux), on a 16.8% de pixels MEDIUM_GLINT et 9.7% de pixels HIGH_GLINT.

Les images des produits concentration en chlorophylle ne montrent pas de résidu de correction du sun glint. Les synthèses sur trois jours permettent d'obtenir une bonne couverture globale, uniquement limitée par la couverture nuageuse. Pour ces synthèses, on observe une bonne continuité entre les orbites adjacentes.

Les produits POLYMER ont été comparés aux produits MERIS MEGS 7.4 sur une synthèse globale de 3 jours, en prenant comme référence le produit MODIS. Les performances de POLYMER restent en retrait de celles des produits MEGS 7.4, ce qui peut s'expliquer par le potentiel d'amélioration qui a été mis en évidence dans la partie réseaux de neurones. Par contre, la qualité des données POLYMER n'est que très peu affectée, entre le cas où on n'utilise que les pixels communs avec les pixels MERIS (filtrés pour obtenir la meilleure qualité possible), et le cas où on utilise tous les pixels donnés par POLYMER, soit 3 à 4 fois plus.

La même conclusion est tirée de l'analyse sur les données *in situ* SIM-

BADA : POLYMER semble être robuste aux conditions qui empêchent d'obtenir des produits de bonne qualité pour l'algorithme MERIS MEGS 7.4 (nuages fins...), ainsi qu'aux conditions qui l'empêchent complètement cet algorithme de fonctionner (sun glint).

5.3 Perspectives

Pour élargir le champ des applications de l'algorithme POLYMER, plusieurs aspects méritent d'être approfondis. Au niveau de la correction polynomiale proprement dite, il sera utile de considérer des choix alternatifs de longueurs d'ondes. D'une part, ceci est nécessaire pour permettre une application de POLYMER aux capteurs ne disposant pas des canaux 510 et 620 nm, notamment MODIS. D'autre part, on pourra évaluer si l'utilisation de plus de trois canaux permet d'améliorer les résultats. On pourra également estimer l'effet du choix des exposants du polynôme sur la qualité de la correction atmosphérique.

Ensuite, nous avons identifié qu'une piste d'amélioration des produits concerne la partie réseau de neurones. Une optimisation de la structure neuronale permettra probablement une amélioration de la précision des produits : nombre de neurones, nombre de couches, échantillon et précision de l'entraînement. Enfin, pour envisager une application de l'algorithme aux eaux du cas II, une extension du modèle de réflectance marine sera nécessaire pour prendre en compte la turbidité marine.

Chapitre 6

Conclusion

Ce travail a visé à améliorer les corrections atmosphériques pour l'observation de la couleur de l'océan, dans un certain nombre de contextes, à commencer par POLDER-3/PARASOL. La qualité des données POLDER-3 est en progrès par rapport aux précédents POLDER : sa radiométrie est mieux maîtrisée, notamment en ce qui concerne la dérive temporelle de l'étalonnage radiométrique, et la durée d'exploitation beaucoup plus longue a été pour cela un facteur décisif. L'analyse des produits couleur de l'océan de POLDER-3/PARASOL a permis, grâce aux données BOUSSOLE, de mettre en évidence plusieurs défauts. Tout d'abord, nous avons montré que les produits de niveau 1, bien que déjà corrigés de l'effet de lumière parasite – c'est à dire un phénomène lié au système optique du radiomètre qui se traduit par des "fuites" de rayonnement sur l'ensemble de la matrice CCD – comportent des perturbations résiduelles de cette lumière parasite. C'est là un problème majeur, dont on peut supposer qu'il est lié au problème qui a entraîné la perte du canal à 412 nm. La correction empirique de cet effet au niveau 1 a été déterminant pour l'amélioration de la qualité des produits de niveau 2. Un défaut lié aux angles d'observation a également été mis en évidence, et corrigé empiriquement au niveau 2. Il serait intéressant d'essayer d'en déterminer la cause exacte pour améliorer cette correction. Enfin, des modifications plus mineures ont été faites, comme l'ajustement des coefficients spectraux de l'écume.

L'ensemble de ces corrections a permis une amélioration majeure de la qualité des produits de niveau 2, avec une réduction des erreurs standard sur les paramètres réflectances marines à 490 et 565 nm d'un facteur 1.5 à 2. La qualité des produits finaux est satisfaisante compte tenu des propriétés radiométriques

du capteur POLDER-3, et se rapproche des exigences des applications couleur de l'océan ($\Delta\rho_w^+(560) = 5 \times 10^{-4}$). Pour cette étude, les données *in situ* BOUSSOLE se sont révélées être un outil d'analyse indispensable. Le fait de disposer d'une longue série temporelle (plus d'un an) simultanément pour POLDER-3 et pour BOUSSOLE est un élément essentiel pour disposer de suffisamment de points d'analyse.

Dans un deuxième temps, l'algorithme de correction atmosphérique type POLDER a été appliqué aux données MERIS (POLMER). MERIS, avec une résolution spatiale et une précision radiométrique environs 10 fois supérieures à celles de POLDER, a permis d'appliquer cet algorithme dans des conditions plus favorables. Les résultats de cette expérimentation ne comportent pas de défaut majeur, et ne permettant pas de mettre en évidence de défaut lié à l'algorithme de correction atmosphérique. Les produits de niveau 2 obtenus ont été validés sur les données *in situ* SIMBADA. Les produits de niveau 3 ont été comparés à une synthèse mensuelle MODIS. Ces comparaisons montrent une qualité à peu près équivalente des produits POLMER par rapport aux produits officiels MERIS (MEGS 7.4). Il est particulièrement intéressant de noter certaines différences sur les produits de niveau 2 : les produits POLMER sont moins bruités, et ne sont pas touchés par un problème d'effet d'environnement. On a montré que ces deux différences sont dues à l'utilisation de bandes différentes pour l'estimation des paramètres atmosphériques.

Enfin, nous avons présenté un algorithme original, POLYMER, conçu pour réaliser des corrections atmosphériques en présence de rayonnement solaire réfléchi par la surface de la mer, le sun glint, et ainsi pallier une difficulté importante de l'observation spatiale des océans, qui touche de manière critique les capteurs MERIS et MODIS. Le sun glint contamine en effet la moitié des mesures de ces capteurs aux latitudes sub-tropicales, et les rend inexploitable par un algorithme de correction atmosphérique classique. L'algorithme POLYMER modélise la contribution de l'atmosphère et du sun glint grâce à un modèle spectral polynomial estimé par les bandes à 510, 620 et 865 nm. L'utilisation de bandes spectrales où la contribution de l'océan n'est pas négligeable induit un biais sur les réflectances marines estimées, que l'on corrige en utilisant des réseaux de neurones pour estimer les paramètres marins finaux. La précision des produits résultants dans le domaine non contaminé par le sun glint est en l'état actuel inférieure à celle des produits officiels (MEGS

7.4). Cependant, nous avons montré que cette précision n'est pratiquement pas dégradée lorsqu'on étend le domaine aux observations contaminées par le sun glint, jusqu'au centre de la zone brillante où la réflectance peut s'élever à 20%. De plus, des causes de dégradation des produits ont déjà été mises en évidence. De nombreux paramètres de cet algorithme méritent d'être analysés et optimisés, de sorte qu'on peut raisonnablement espérer pouvoir améliorer ses performances. POLYMER possède également d'autres atouts : robustesse à la contamination par les nuages fins, robustesse aux erreurs d'étalonnage absolus.

Les résultats de cet algorithme montrent que le traitement du sun glint est en grande partie acquis, mais en l'état actuel, au détriment de la précision des produits. Cette expérimentation mérite donc d'être approfondie, avec comme objectif principal d'obtenir la même qualité de produits qu'avec les algorithmes classiques hors sun glint. Le fonctionnement de cet algorithme semble également approprié à une extension aux eaux du cas II. Enfin, il sera intéressant d'essayer de l'appliquer au capteur MODIS, capteur incontournable pour la couleur de l'océan, dont le domaine de fonctionnement est également limité par le sun glint. Les résultats de cet algorithme pourraient s'avérer déterminants dans la perspective de l'application à des capteurs futurs (VIIRS, SENTINEL-3...).

Annexe A

Atmospheric correction for Ocean Colour in presence of sun-glint : application to MERIS

François Steinmetz and Pierre-Yves Deschamps

A.1 Introduction

It is common to affirm that atmospheric correction is paramount for the estimate of ocean colour, the spectrum of marine reflectance, from space. The large atmospheric scattering dominates the weak contribution from the ocean scattering, by typically ten times. Atmospheric correction methods have been studied and have evolved from the early times of the CZCS experiment ([Gordon 78], [Gordon 81]) to the so-called "EOS" era [Gordon 97]. The more recent experiments, SeaWiFS [Gordon 94b], MODIS, MERIS [Antoine 99], POLDER-3/PARASOL, have spectral bands in the near infrared (NIR) that allow to accurately determine the aerosol properties for atmospheric correction, assuming a black ocean at these wavelengths. Based on common basis of the use of NIR bands, many atmospheric correction algorithms have been developed and successfully tested to derive marine parameters.

The early experiments from CZCS, to SeaWiFS, and to POLDER, had a tilting capacity to avoid observation in the sun glint pattern, direct solar radiation reflected by the wavy sea surface. More recently MODIS or MERIS have a fixed field of view pointing at nadir for practical reasons, with the downside of observing a large and intense glitter pattern at subtropical latitudes. Previously proposed atmospheric methods then fail to retrieve the marine parameters, at the expense of degrading the spatial coverage.

The challenge to correct for both atmospheric scattering and glitter is formidable due to the difficulty to determine their parameters from a few NIR spectral bands. Previous attempts have been made to correct for a small glint contamination in SeaWiFS data [Wang 01]. Use of additional bands in the short wave infrared has also been investigated [Wang 07]. In the present study we have investigated a candidate algorithm named POLYMER applicable in the whole glitter pattern that makes use of a spectral range limited to the near infrared, like MERIS and MODIS. Emphasis will be put to make the application of the POLYMER algorithm to the processing of MERIS data.

A.2 Atmospheric correction scheme

In this part, we present the POLYMER atmospheric correction and oceanic parameters retrieval scheme, which is summarized on figure A.1.

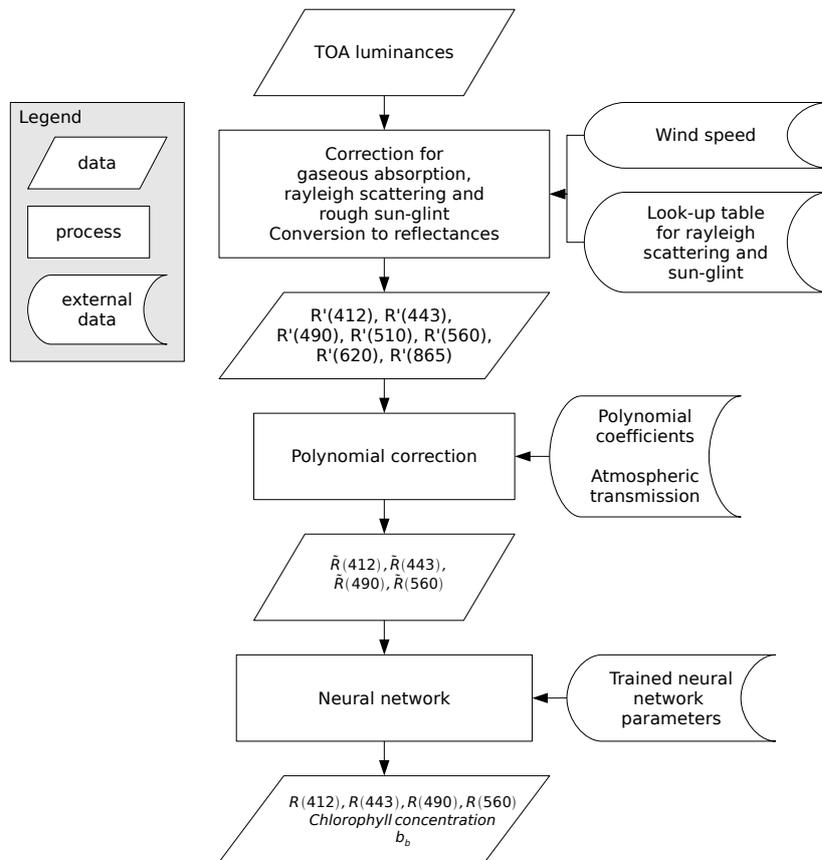


FIG. A.1 – POLYMER algorithm flowchart.

A.2.1 Atmospheric model

The top-of-the-atmosphere (TOA) reflectances of the ocean-atmosphere system can be decomposed as follows, in an approximate way :

$$\begin{aligned} \rho_{TOA}(\lambda) \approx T_{gas}(\lambda) \cdot [\rho_{mol}(\lambda) + \rho_{aer}(\lambda) + \bar{T}(\lambda)\rho_{gli}(\lambda, v) + \rho_{gli+mol}(\lambda, v) \\ + T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)(\rho_w^+(\lambda) + \rho_f(\lambda, v))] \quad (\text{A.1}) \end{aligned}$$

In this expression, $T_{gas}(\lambda)$ is the gaseous transmission, $\rho_{mol}(\lambda)$ accounts for the molecular scattering signal, $\rho_{aer}(\lambda)$ for the aerosol signal, including the coupling with the molecular scattering, and $\rho_{gli}(\lambda, v)$ for the sun-glint attenuated by the direct transmission of the atmosphere $\bar{T}(\lambda)$, v being the wind speed. Since we focus on sun-glint correction, the coupling term between the sun-glint and the molecular scattering $\rho_{gli+mol}(\lambda, v)$ has to be taken into account. The last term stands for the reflectance of the seawater above the surface $\rho_w^+(\lambda)$, and the foam reflectance $\rho_f(\lambda, v)$, which are attenuated by the total (direct and diffuse) transmission of the atmosphere $T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)$, the multiple interactions between the atmosphere and the water surface being neglected.

We define the TOA reflectances corrected from the gaseous absorption, the molecular scattering and from an estimation of the sun-glint reflectance for a wind speed v_0 by :

$$\rho'(\lambda) = \rho_{TOA}(\lambda)/T_{gas}(\lambda) - \rho_{mol}(\lambda) - \bar{T}(\lambda)\rho_{gli}(\lambda, v_0) \quad (\text{A.2})$$

$$\approx \rho_{aer}(\lambda) + \bar{T}(\lambda)\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0) + \rho_{gli+mol}(\lambda, v) + T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)(\rho_w^+(\lambda) + \rho_f(\lambda, v)) \quad (\text{A.3})$$

The term $\rho_{gli}(\lambda, v_0)$ is estimated by the model of Cox and Munk [Cox 54], from the viewing geometry and the estimated wind speed v_0 . Since the information v_0 about the wind speed is only an estimation of the real wind speed v , it is not accurate enough to reproduce reliably the real sun glint brightness. The real sun glint patterns show strong local variations of the sun glint brightness. Therefore the sun glint correction $\rho_{gli}(\lambda, v_0)$ is rough, and the reflectance $\rho'(\lambda)$ still contains a residue of the sun glint $\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0) = \rho_{gli}(\lambda, v) - \rho_{gli}(\lambda, v_0)$.

A.2.2 Polynomial form of the model

The principle of the present atmospheric correction algorithm is to model all the terms in (A.3) that have to be corrected, as a polynomial function of the wavelength. We will therefore not try to model all the individual components of the atmospheric signal, but represent them globally by a polynomial with fixed exponents. This principle is based on the fact that most of these individual components can be modeled with a reasonable accuracy by a power law. The following model will be used :

$$\rho'(\lambda) \approx \rho_{poly}(\lambda) + T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)\rho_w^+(\lambda) \quad (\text{A.4})$$

$$\text{with } \rho_{poly}(\lambda) = c_0 + c_1\lambda^{-1} + c_2\lambda^{-4} \quad (\text{A.5})$$

where

$$\rho_{poly}(\lambda) \approx \rho_{aer}(\lambda) + \bar{T}(\lambda)\Delta\rho_{gli}(\lambda, v, v_0) + \rho_{gli+mol}(\lambda, v) + T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)\rho_f(\lambda, v) \quad (\text{A.6})$$

The fact that the polynomial $\rho_{poly}(\lambda)$ uses the exponents 0, -1 and -4, is based on the likely spectral dependencies of the terms that we aim to model. We assume that the terms $\bar{T}(\lambda)$, $\rho_{gli+mol}(\lambda, v)$ and $T^{\downarrow\uparrow}(\lambda)\rho_f(\lambda, v)$ can all be characterized at first order by a spectral variation in λ^{-4} , as the result of couplings between spectrally flat signals and molecular scattering or transmission, with a spectral dependency in λ^{-4} at first order. Indeed, the sun glint reflectance is almost a flat signal, since its spectral dependency is given by Fresnel's law $(\frac{n(\lambda)-1}{n(\lambda)+1})^2$, which has less than 10% variation over the range [443, 865 nm]. The foam reflectance has often been considered spectrally flat, although a significant decrease in the near infrared has been proved by [Frouin 96]. Finally, the spectral variation of the aerosol signal is usually described by the Ångström coefficient, as $\lambda^{-\alpha}$. We will consider that this signal can be approximated by the combination $c_0 + c_1\lambda^{-1}$, as α generally varies between 0 and 1.5. In this case, we can also consider that c_0 represents the coarse mode of the aerosols and $c_1\lambda^{-1}$ represents the fine mode.

Of course, the actual spectral dependencies of these terms will vary significantly from the values 0, -1, and -4. But this model does not expect high accuracy on the spectral dependencies, since it is based on the balancing bet-

ween the three terms of the polynomial, in the same way that the aerosol signal is represented by the combination $c_0 + c_1\lambda^{-1}$.

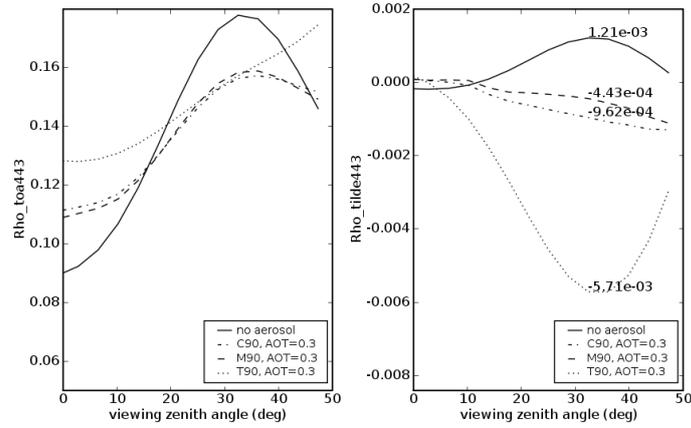
The parameters of this model (A.5) will be evaluated by using n_c bands, which we will refer to as "correction bands". This model has 3 unknowns c_0 , c_1 and c_2 , and requires at least $n_c = 3$ correction bands. The basic idea for estimating parameters of the atmospheric model $\rho_{poly}(\lambda)$ is the same as most of the atmospheric correction algorithms for Ocean Colour [Gordon 94b] : use correction bands where the marine reflectances are negligible, such that $\rho'(\lambda) = \rho_{poly}(\lambda)$, so as to estimate the parameters of the model (A.5). Then the polynomial can be extrapolated in the "Ocean Colour bands", and the marine reflectances $\rho_w^+(\lambda)$ are retrieved from (A.4).

However, we will see that the method makes it also possible to use correction bands in which marine reflectances are not negligible, such as 510 and 620 nm.

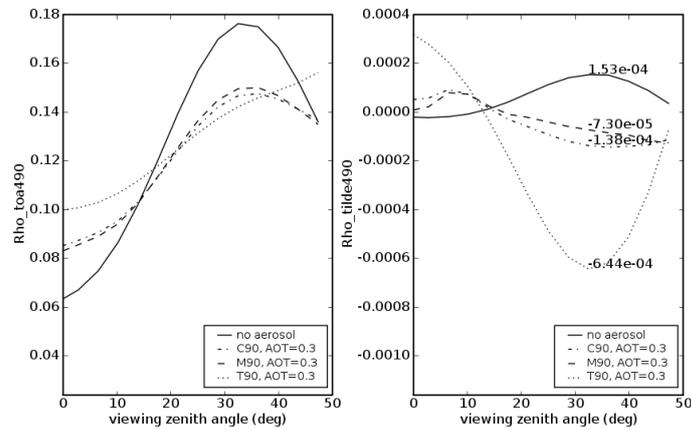
A.2.3 Simulation of the atmospheric correction

The previous atmospheric model (A.5) is justified by figures A.2(a), A.2(b) and A.2(c) where the atmospheric correction is performed on a synthetic signal computed with the OS code [Deuzé 89]. The TOA reflectances are computed for an atmosphere containing molecules and aerosols, and for a black ocean with only the sea-surface interface. In these conditions the optimal result of atmospheric correction is zero, and these figures show the residual error of the atmospheric corrections. In these simulations, the polynomial atmospheric correction is performed on the TOA signal corrected from the molecular scattering and from an estimation of the sun-glint (A.2). For an aerosols model *mod* with an optical thickness τ_a , ρ_{toa} being simulated by the OS, this corrected simulated signal is given by : $\rho'(\lambda) = \rho_{toa}(\lambda, v = 7.5m \cdot s^{-1}, \tau_a, mod) - \rho_{toa}(\lambda, v_0 = 5m \cdot s^{-1}, \tau_a = 0)$.

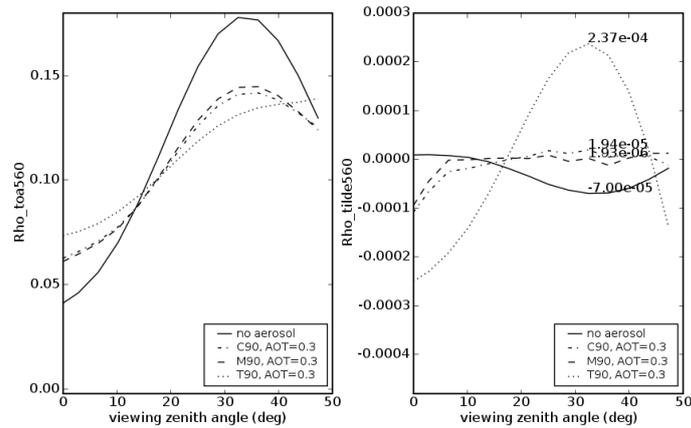
These figures show that the atmospheric correction residual signal is minor at 490 nm and 560 nm, with values of respectively 6.44×10^{-4} and 2.37×10^{-4} in the worst cases, which is in the sun-glint. These values are comparable to the typical instrumental noise propagated in atmospheric correction algorithms, as can be seen on table A.4 (this table will be introduced in section A.2.9). However, a significant bias appears at 443 nm, for the aerosol model T90, where the expected error in the sun-glint reaches 5.7×10^3 . For the other



(a) TOA and atmosphere corrected signal at 443 nm



(b) TOA and atmosphere corrected signal at 490 nm



(c) TOA and atmosphere corrected signal at 560 nm

FIG. A.2 – Simulations from the OS code of the TOA signal $\rho_{\text{toa}}(\lambda)$ (left-side), for $\theta_s = 32.4^\circ$, $\phi = 15^\circ$, and the corresponding result of atmospheric correction $\tilde{\rho}(\lambda)$ (right-side), for an error on the estimation of wind speed of $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (the simulated real wind speed is $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and the estimated wind speed is $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Four situations are considered : no aerosol, and three different models T90, M90 and C90 (Shettle and Fenn [Shettle 79]) with optical thicknesses of 0.3 at 865 nm.

aerosol models, and for the atmosphere without aerosols, the error is limited to 1.2×10^{-3} in the worst case.

A.2.4 Estimation of the atmospheric parameters

The model is consequently characterized by three parameters c_0 , c_1 and c_2 , which can be estimated by using n_c correction bands, where n_c should be at least equal to 3. We can rewrite (A.4) at correction bands $\lambda_1, \dots, \lambda_{n_c}$ as a system of n_c linear equations :

$$\begin{bmatrix} \rho'(\lambda_1) \\ \vdots \\ \rho'(\lambda_{n_c}) \end{bmatrix} \approx \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1^{-1} & \lambda_1^{-4} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \lambda_{n_c}^{-1} & \lambda_{n_c}^{-4} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_1)\rho_w^+(\lambda_1) \\ \vdots \\ T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_{n_c})\rho_w^+(\lambda_{n_c}) \end{bmatrix} \quad (\text{A.7})$$

Note that the equality is strict only if $n_c = 3$, otherwise the system is overconstrained.

For solving this system for c_0 , c_1 , c_2 , we make the assumption that the marine reflectances at correction bands are null :

$$\rho_w^+(\lambda_1) = \dots = \rho_w^+(\lambda_{n_c}) = 0 \quad (\text{A.8})$$

The equation A.7 becomes

$$\boldsymbol{\rho}' \approx \mathbf{A}\mathbf{c} \quad (\text{A.9})$$

with $\boldsymbol{\rho}' = \begin{bmatrix} \rho'(\lambda_1) \\ \vdots \\ \rho'(\lambda_{n_c}) \end{bmatrix}$, $\mathbf{A} = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_1^{-1} & \lambda_1^{-4} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \lambda_{n_c}^{-1} & \lambda_{n_c}^{-4} \end{bmatrix}$, $\mathbf{c} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \end{bmatrix}$

This is an optimization problem which can be solved by a least squares minimization technique. To every wavelength $\lambda_1 \dots \lambda_{n_c}$, we can also associate weights $W(\lambda_1) \dots W(\lambda_{n_c})$. For that, we define the diagonal matrix \mathbf{W} from these weights. The general solution $\hat{\mathbf{c}} = [\hat{c}_0 \ \hat{c}_1 \ \hat{c}_2]^T$ of the weighted linear least squares problem is :

$$\hat{\mathbf{c}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{W} \boldsymbol{\rho}' \quad (\text{A.10})$$

When $n_c = 3$, \mathbf{A} becomes a square matrix and (A.7) can be solved exactly. If the weights are also all equal to 1, the solution (A.10) then simplifies to :

$$\hat{\mathbf{c}} = \mathbf{A}^{-1} \boldsymbol{\rho}' \quad (\text{A.11})$$

This configuration will be used from now on, but it could also be possible to use $n_c > 3$ correction bands, and/or weight these bands by arbitrary coefficients.

A.2.5 Extrapolation to Ocean Colour bands

Knowing the values of c_0 , c_1 and c_2 , the polynomial model (A.5) can then be extrapolated to an Ocean Colour band at wavelength λ_0 :

$$\rho_{poly}(\lambda_0) = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_0^{-1} & \lambda_0^{-4} \end{bmatrix} \hat{\mathbf{c}} \quad (\text{A.12})$$

From (A.10), one can see that $\rho_{poly}(\lambda_0)$ is a simple linear combination of the reflectances $\rho'(\lambda_i)$ at correction bands, with coefficients $k_1(\lambda_0), \dots, k_{n_c}(\lambda_0)$ depending only on the correction band wavelengths and on λ_0 .

$$\rho_{poly}(\lambda_0) = \sum_{i=1}^{n_c} k_i(\lambda_0) \cdot \rho'(\lambda_i) \quad (\text{A.13})$$

$$\text{With } \begin{bmatrix} k_1(\lambda_0) & \dots & k_{n_c}(\lambda_0) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \lambda_0^{-1} & \lambda_0^{-4} \end{bmatrix} (\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{W} \quad (\text{A.14})$$

In practical application, this makes it straightforward to estimate $\rho_{poly}(\lambda_0)$.

The next step is to use this expression to correct $\rho'(\lambda_0)$ for the residual effects of the atmospheric diffusion, and the sun glint, which we have modeled by $\rho_{poly}(\lambda)$. In the case where the assumption A.8 is true, *i.e.* for correction bands at wavelengths $\lambda > 700nm$, the marine reflectance at λ_0 is simply given

by :

$$\rho_w^+(\lambda_0) = \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)}(\rho'(\lambda_0) - \rho_{poly}(\lambda_0)) \quad (\text{A.15})$$

But in the general case, where the assumption A.8 is false, a bias is introduced in the polynomial $\rho_{poly}(\lambda)$ by the non-black water at the correction bands, and the previous expression A.15 does not give the actual marine reflectances. In this case, we will refer to this term as the "pseudo-reflectance" $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$:

$$\begin{aligned} \tilde{\rho}_w(\lambda_0) &= \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)}(\rho'(\lambda_0) - \rho_{poly}(\lambda_0)) \\ &= \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)}(\rho'(\lambda_0) - \sum_{i=1}^{n_c} k_i(\lambda_0) \rho'(\lambda_i)) \end{aligned} \quad (\text{A.16})$$

This pseudo-reflectance is related to the actual marine reflectance through the values of $\rho_w^+(\lambda)$ at the correction bands, which are *a priori* unknown. The actual marine reflectances can be theoretically obtained by correcting $\rho'(\lambda_i)$ from the marine reflectances at correction bands, which gives :

$$\rho_w^+(\lambda_0) = \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)}(\rho'(\lambda_0) - \sum_{i=1}^{n_c} k_i(\lambda_0) (\rho'(\lambda_i) - T^{\downarrow\uparrow} \rho_w^+(\lambda_i))) \quad (\text{A.17})$$

This expression rewrites such that the actual marine reflectances can be related to the pseudo-reflectances, as :

$$\rho_w^+(\lambda_0) = \tilde{\rho}_w(\lambda_0) + \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)} \sum_{i=1}^{n_c} k_i(\lambda_0) T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_i) \rho_w^+(\lambda_i) \quad (\text{A.18})$$

A.2.6 Choice of the correction bands

In traditional atmospheric correction algorithms for Ocean Colour, the correction bands which are used to estimate the aerosol content and properties are such that the marine water has negligible reflectances at these wavelengths, typically at $\lambda > 700\text{nm}$ for non-turbid waters [Morel 77]. In this case, we have seen that the marine reflectance at wavelength λ_0 can be estimated straight-

forwardly (A.15).

However, such bands have two drawbacks. First, the molecular signal at these wavelengths is obviously very small, and therefore the coupling term with the sun-glint is also smaller than at shorter wavelengths. This results in greater errors during the extrapolation of the model. Shorter wavelengths are therefore better suited for estimating the coupling term $\rho_{gli+mol}(\lambda, v_0)$. Moreover, the effect of lever arm during the extrapolation of the model leads to important noise amplification when only bands such that $\lambda > 700nm$ are used. Conversely, using a broad range of spectral channels for estimating the coefficients of the polynomial model results in fewer noise amplification during the extrapolation. This phenomenon is directly related to the values of the coefficients k_i (A.14), since the greater these coefficients, the more the noise of the correction bands will be propagated at ocean colour bands. One can see in table A.1 that these coefficients are significantly reduced when using bands at shorter wavelengths. The last column of this table gives the quadratic sum of these coefficients, which is an indicator of the propagation of the correction bands noise.

The water reflectance being not negligible at 510 and 620 nm, the term $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$ is biased from the actual marine reflectances by the propagation of $\rho_w^+(510)$ and $\rho_w^+(620)$ through the polynomial model estimation and extrapolation process. The difference between $\tilde{\rho}_w(\lambda_0)$ and $\rho_w^+(\lambda_0)$ has to be taken into consideration to estimate the actual marine reflectances, as in expression (A.18). The variations of this difference should still be relatively independent of those of $\rho_w(\lambda_0)$, for this inversion to be possible. The bands 510 and 620 nm have been chosen *a priori* because of the relatively small variation of their marine reflectances in case-1 waters, as compared to other bands. In particular, the band at 510 nm, often referred to as the "hinge point", is well known to vary weakly with chlorophyll concentration [Duntley 74].

A.2.7 Estimation of the actual marine reflectances

We have shown how to correct the TOA observations from the effects of the sun glint and the atmospheric scattering, and estimate the marine pseudo-reflectances $\tilde{\rho}_w$. These pseudo-reflectances differ from the actual marine reflectance because we have used bands for the atmospheric correction, where the marine reflectance is not negligible. We therefore present a method for conver-

λ_1	λ_2	λ_3	λ_0	k_1	k_2	k_3	$\sqrt{\sum k_i^2}$
680	750	865	443	34.574	-55.133	21.558	68.555
620	750	865		10.864	-21.786	11.922	27.107
620	710	865		13.561	-20.182	7.622	25.482
620	680	865		17.962	-22.588	5.626	29.402
510	750	865		2.315	-4.296	2.981	5.719
510	710	865		2.409	-3.319	1.909	4.524
510	665	865		2.576	-2.795	1.219	3.992
510	620	865		2.884	-2.669	0.785	4.007
680	750	865	490	19.234	-29.136	10.902	36.575
620	750	865		6.044	-10.585	5.541	13.389
620	710	865		7.354	-9.806	3.452	12.734
620	680	865		9.492	-10.975	2.482	14.721
510	750	865		1.288	-0.855	0.567	1.647
510	710	865		1.307	-0.661	0.354	1.506
510	665	865		1.340	-0.556	0.217	1.467
510	620	865		1.401	-0.531	0.130	1.504
680	750	865	560	7.738	-10.178	3.440	13.240
620	750	865		2.432	-2.714	1.283	3.863
620	710	865		2.768	-2.515	0.747	3.813
620	680	865		3.316	-2.814	0.498	4.378
510	750	865		0.518	1.200	-0.718	1.491
510	710	865		0.492	0.927	-0.419	1.130
510	665	865		0.445	0.781	-0.226	0.927
510	620	865		0.359	0.745	-0.105	0.834

TAB. A.1 – Values of the coefficients k_i for various correction bands combinations $(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$, $\rho_{poly}(\lambda_0) = k_1\rho'(\lambda_1) + k_2\rho'(\lambda_2) + k_3\rho'(\lambda_3)$. All wavelengths are in nm.

ting the pseudo-reflectances $\tilde{\rho}_w$ into the actual marine reflectances ρ_w^+ . The bands 510, 620 and 865 nm will be used as correction bands.

The first step consists in building a representative set of marine reflectances and their pseudo-reflectances counterparts. We used for that a marine reflectance bio-optical model from [Morel 01], so as to obtain a set of marine reflectances and their corresponding oceanic parameters. The input parameter for this model is the chlorophyll concentration, which covers a range from 0.015 to 30 mg.m⁻³. In addition to the variation of this parameter, the scattering coefficient of the particles at 550 nm was also varied around the nominal value of $b_{p550}([chl]) = 0.416 \cdot [Chl]^{0.766}$ given by [Morel 01], by a factor $\alpha_{b_{p550}}$. Indeed, this scattering coefficient is known to vary with inherent optical properties, for a given chlorophyll concentration [Loisel 98].

This model is used to calculate a set of marine pseudo-reflectances, calculated by $\tilde{\rho}_w(\lambda_i) = \rho_w^+(\lambda_i) - \frac{1}{T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_0)} \sum_{i=1}^{n_c} k_i(\lambda_0) T^{\downarrow\uparrow}(\lambda_i) \rho_w^+(\lambda_i)$. The pseudo-reflectances vary with the following parameters : chlorophyll concentration, scattering coefficient factor $\alpha_{b_{p550}}$, and the cosines of the solar and viewing zenith angles. The table A.2 sums up the ranges of variation of the input parameters.

parameter	min	max	step
$\log_{10}([chl])$	$\log_{10}(0.015)$	$\log_{10}(30)$	0.05
$\alpha_{b_{p550}}$	0.3	3.	0.2
$\cos(\theta_s)$	0.5	1.	0.1
$\cos(\theta_v)$	0.05	1.	0.1

TAB. A.2 – Variation ranges for the parameters used to generate the set of marine reflectances and pseudo-reflectances.

Figure A.3 presents the variations of the actual reflectances against the pseudo-reflectances, where $[chl]$ varies from 0.03 to 30 mg.m^{-3} , for $\theta_s = 0$, $\theta_v = 0$, $\alpha_{b_{p550}} = 1$. These figures evidence that, for the correction bands combination 510, 620, 865 nm, there is no simple functions which could be used to convert $\tilde{\rho}_w(\lambda_i)$ into $\rho_w^+(\lambda_i)$.

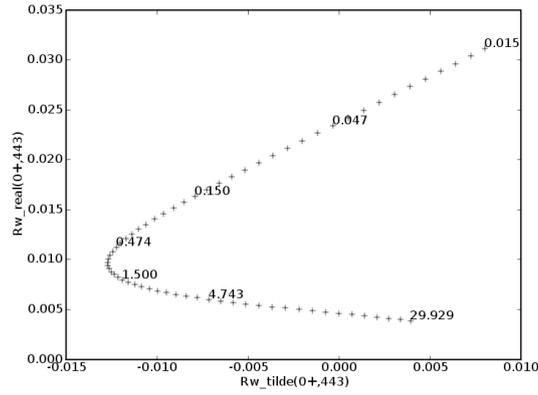
A.2.8 Using neural networks

The solution which has been adopted to estimate the actual reflectances makes use of neural networks. Neural networks [Dreyfus 04] are used to build functions to approximate a given data set, called the training data set. They have already been applied to remote sensing data, specifically for estimating chlorophyll concentrations from marine reflectances, by Gross et al. [Gross 00], Schiller and Doerffer [Schiller 99], Zhang et al. [Zhang 03], because of their ability to approximate inverse functions of non-linear relationships between chlorophyll concentration and marine reflectances.

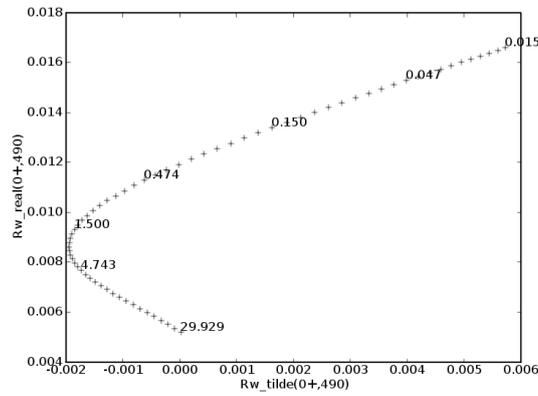
As inputs of the neural network, we use the marine pseudo-reflectances and the cosines of the solar and viewing zenith angles, as presented on figure A.4. The output is one of : (a) marine reflectance at 443nm, (b) marine reflectance at 490nm, (c) marine reflectance at 560nm (d) chlorophyll concentration, so that one neural network is used for every output parameter. The number of neurons in the hidden layer is set to 20, the activation functions are sigmoids for the hidden layer neurons, and linear for the output neuron. All parameters are normalized such that they have a zero mean and a standard deviation of 1.

An asset of this method is that any kind of training data may be used, provided that the marine reflectances are available together with the desired oceanic parameters :

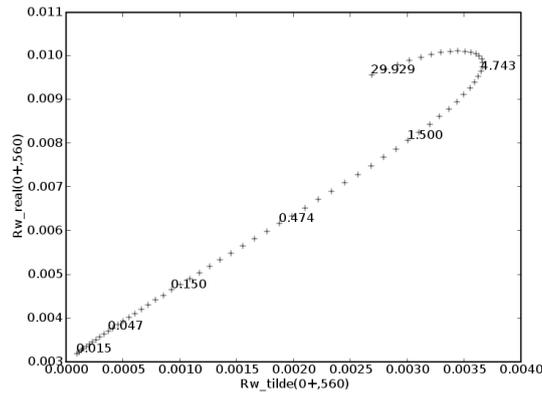
- modeled data,



(a) 443



(b) 490



(c) 560

FIG. A.3 – Variation of the actual marine reflectances ρ_w^+ against the marine pseudo-reflectances $\tilde{\rho}_w$, at wavelengths 443, 490 and 560 nm, for the correction bands 510, 620 and 865 nm, from the marine model of Morel and Maritorena [Morel 01]. The observation geometry is $\theta_v = 0$, $\theta_s = 0$, and the scattering coefficient factor is set to $\alpha_{b_{p550}} = 1$. Next to some points are presented corresponding chlorophyll concentrations.

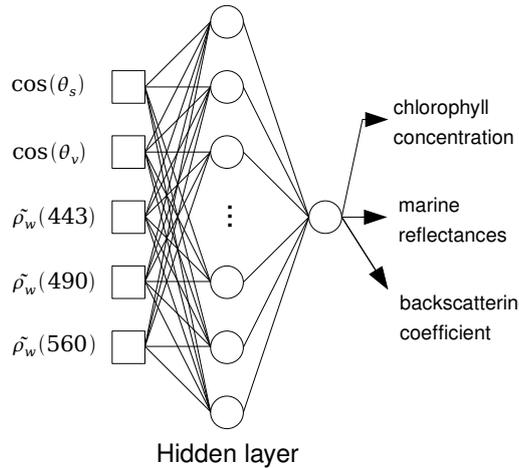


FIG. A.4 – Structure of the neural network used to retrieve the chlorophyll concentration and the marine reflectances.

- data resulting from existing processing of satellital data, for example MERIS MEGS 7.4 "algal 1" chlorophyll concentration product,
- in-situ data, for example from BOUSSOLE or NOMAD.

As a result, the current method is also theoretically applicable to case-2 waters, if the set of input pseudo-reflectances contains enough information for this purpose, and if the training data takes the variability of suspended matter and yellow substances into account. We have used a modeled dataset representing case 1 waters, as presented on section A.2.7.

A.2.9 Theoretical sensitivity of the algorithm

The sensitivity of the POLYMER algorithm has been studied by adding theoretical noise on all bands, according to MERIS typical radiometric performances, as presented on figure A.5. POLYMER atmospheric correction is divided in two parts : (1) calculating the pseudo-reflectances $\tilde{\rho}$ and (2) applying the neural network on these pseudo-reflectances so as to estimate the actual marine reflectances.

For the first part, the noise propagated on the pseudo-reflectances is deduced straightforwardly from the coefficients k_i (table A.1), and presented on table A.3. One can see that the combination bands triplets that propagate the least radiometric noise are 510, 665, 856 and 510, 620, 865, which strengthen our choice of the former combination. These combination are such that the wavelengths span over the widest range possible, and such that the distance

between each other is the most important. This optimal choice of correction bands agrees with [Jolivet 07], where it has been concluded that the choice that lead to the least propagation of the noise of "correction bands", for a traditional two-bands algorithm, was when the distance between the correction wavelength was maximal.

The noise induced and propagated by the neural networks have been evaluated by comparing the standard errors of the values at the output of the neural network against the corresponding values used during the training. The resulting standard errors on the parameters $\rho_w^+(443)$, $\rho_w^+(490)$, $\rho_w^+(560)$ and [Chl] are gathered on table A.4. The band combination 510, 620, 865 has been used, and the neural networks have been trained as described previously. As a matter of comparison, the theoretical noise propagated a traditional 2-bands atmospheric correction algorithm using the bands 775 and 865 nm is provided in the table. Three sets of input noises have been used :

- without adding noise to the input pseudo-reflectances, which represents the noise introduced by the neural network itself (Input noise = "None"),
- with noise added to the pseudo-reflectances, as presented on table A.3, in the case where there is no sun-glint (Input noise = "NoGli"),
- with noise added to the pseudo-reflectances, as presented on table A.3, in the case where the observation is contaminated by the sun-glint (Input noise = "Gli").

We can see that the major part of the noise at the output of the neural networks correspond to neural network specific noise. For [Chl], it rates to 11.5% and increase by only 4.36% (respectively 7.45% in the sun glint case) when adding instrumental noise. The noise propagated by a 2-bands algorithm is more important (5.7%), especially in the sun glint case where it reaches 15.1%. Therefore, there is fewer noise amplification in the POLYMER algorithm than in a traditional algorithm, certainly due to the correction bands spreading over a wider range. Hopefully, the neural networks can be improved to reduce their specific noise, and improve POLYMER's global accuracy accordingly.

A.3 Application to MERIS

This algorithm has been applied to MERIS, because of the good radiometric performances of this sensor, the number of available spectral bands, especially the presence of the band at 510 nm, and the high impact of the sun-glint on

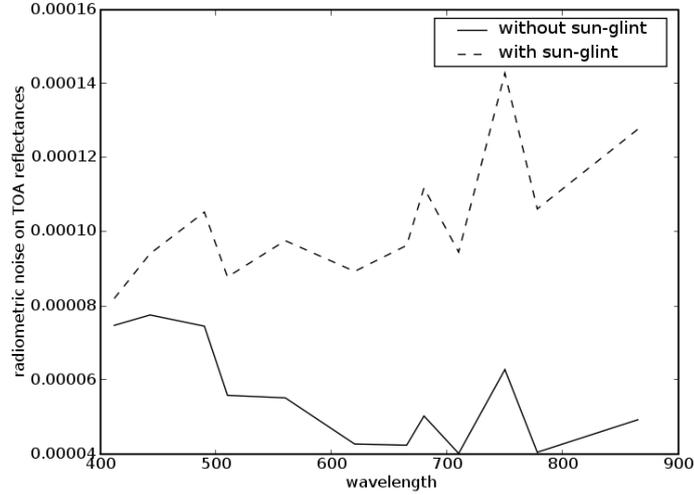


FIG. A.5 – Typical radiometric noise on TOA reflectances, for two observations conditions : in the sun-glint and outside the sun-glint.

λ_1	λ_2	λ_3	Observation	$std(\tilde{\rho}(\lambda))$		
				$\lambda = 443$	$\lambda = 490$	$\lambda = 560$
680	750	865	without sun glint	4.03×10^{-3}	2.14×10^{-3}	7.71×10^{-4}
620	750	865		1.56×10^{-3}	7.65×10^{-4}	2.16×10^{-4}
510	750	865		3.44×10^{-4}	1.20×10^{-4}	1.04×10^{-4}
510	710	865		2.25×10^{-4}	1.09×10^{-4}	7.48×10^{-5}
510	665	865		2.11×10^{-4}	1.08×10^{-4}	6.98×10^{-5}
510	620	865		2.15×10^{-4}	1.10×10^{-4}	6.70×10^{-5}
680	750	865	with sun glint	9.18×10^{-3}	4.88×10^{-3}	1.75×10^{-3}
620	750	865		3.60×10^{-3}	1.76×10^{-3}	4.84×10^{-4}
510	750	865		7.58×10^{-4}	2.09×10^{-4}	2.22×10^{-4}
510	710	865		4.59×10^{-4}	1.73×10^{-4}	1.47×10^{-4}
510	665	865		3.98×10^{-4}	1.69×10^{-4}	1.33×10^{-4}
510	620	865		3.74×10^{-4}	1.69×10^{-4}	1.23×10^{-4}

TAB. A.3 – Noise propagated by the POLYMER algorithm on the pseudo-reflectances $\tilde{\rho}(\lambda)$, at $\lambda = 443, 490, 560$ nm, for different combinations of correction bands ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$). These figures follow from the values of the coefficients k_i (figure A.1).

Algorithm	Input noise	Noise on the products			
		$\rho_w^+(443)$	$\rho_w^+(490)$	$\rho_w^+(560)$	[Chl]
2-bands 775,865 nm	NoGli	5.118×10^{-4}	4.063×10^{-4}	2.797×10^{-4}	5.7%
	Gli	1.322×10^{-3}	1.047×10^{-3}	7.219×10^{-4}	15.1%
Polymer	None	6.144×10^{-4}	3.180×10^{-4}	2.910×10^{-4}	11.5%
	NoGli	9.289×10^{-4}	5.309×10^{-4}	4.455×10^{-4}	12.3%
POLYMER propagated instrumental noise	Gli	1.251×10^{-3}	7.539×10^{-4}	6.409×10^{-4}	13.7%
	NoGli	6.967×10^{-4}	4.251×10^{-4}	3.373×10^{-4}	4.36%
	Gli	1.090×10^{-3}	6.836×10^{-4}	5.710×10^{-4}	7.45%

TAB. A.4 – Standard errors on marine reflectances and chlorophyll concentration, at neural network output. The theoretical standard errors propagated by a 2-bands algorithm using the bands 775 and 865 nm are provided for comparison. The noise values for the POLYMER algorithm are actually the quadratic sum of the noise introduced by the neural networks (case "None"), and the part of the noise which is only propagated through the networks. This "Propagated noise" is therefore given by the quadratic difference between the total noise in the case "Gli" (respectively "NoGli") and the neural network specific noise (case "None), and presented in the two last lines of the table.

the level-2 and level-3 products. No vicarious adjustment was made in the algorithm, such that the results of this application gives good confidence on the MERIS level 1 product quality.

A.3.1 Smile effect correction

MERIS is an imaging spectrometer composed of 5 cameras, and is affected by the "smile effect" [D'Alba 05]. This effect manifests itself by small variations of the measurement wavelength across the image, of about 1 nm from a camera to another, and of about 0.1 nm within a camera. The detection wavelength has been characterized for every detection pixel and every band. Since MERIS observations are made in 1 dimension, the motion of the satellite being used as the second dimension of observation, this effect manifests itself only cross-track.

The traditionnal method for correcting for this effect is to extrapolate the TOA signal at nominal wavelength from the measured TOA signal at the detection wavelength, by taking the shift in wavelength into account. The polynomial atmospheric correction scheme makes it possible to correct for this effect in an original way. The atmospheric correction coefficients k_i defined in (A.13) have been calculated for every detection pixel, having its own set of bands wavelengths. Therefore, the shift in wavelength is taken into account

during the polynomial model estimation and extrapolation.

A.3.2 Level 2 products

Figure A.6 presents the MERIS MEGS 7.4 chlorophyll product (algal_1) and the corresponding "POLYMER" chlorophyll product. The rightmost part of the image is affected by sun-glint, whose reflectance amounts to up to 17% in this case. No quality bitmask has been applied on the algal_1 product, so as to display all available pixels. This scene is also affected by a plume of desert aerosols, corresponding to the left central part of the image, where algal_1 product is not recovered. The MERIS aerosol product indicates aerosol optical thicknesses around 0.5 at 865nm in the plume. No residual signal from this aerosol plume can be seen on POLYMER chlorophyll concentration product.

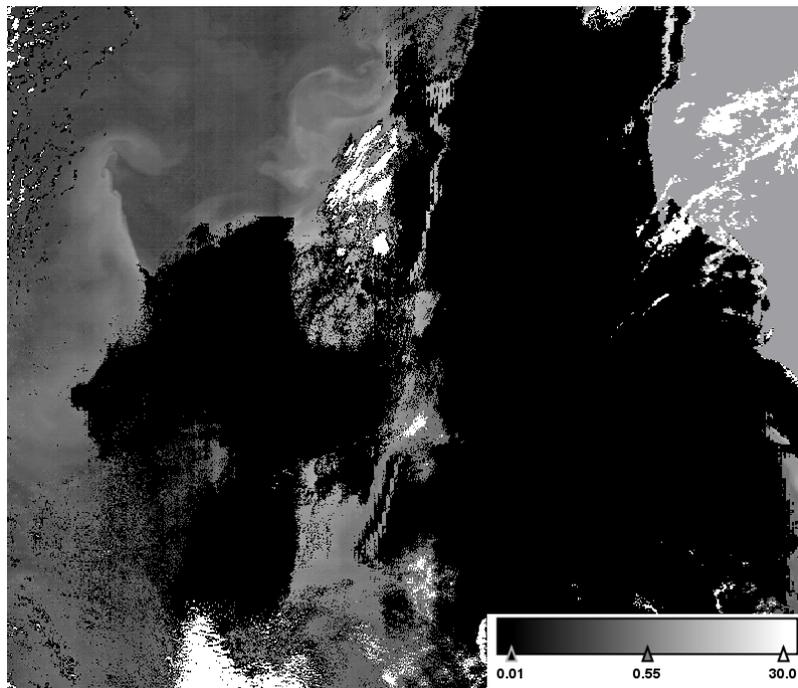
A.3.3 Level 3 products

POLYMER and MERIS algal_1 level 2 products have been binned in a rectangular grid of 0.041° at equator (8640×4320), over a period of 3 days, which corresponds to MERIS global coverage period. For algal_1 products, the flags CLOUD and MEDIUM.GLINT have been used for filtering. MODIS 3-day composite has been obtained by gathering three daily official composites, and the coverage is therefore not strictly comparable to POLYMER and algal_1 products. For POLYMER, only a rough cloud mask has been used, which is done purposely to avoid masking the sun-glint. This rough cloud mask has been built as follows :

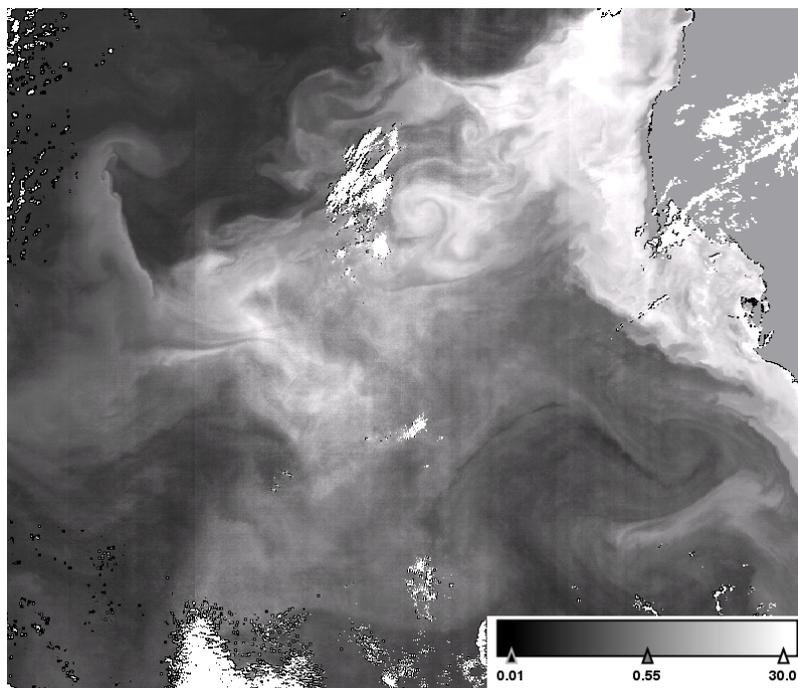
$$\begin{cases} \text{A threshold on the reflectance at 865 nm : } \rho'(865) < 0.2 \\ \text{A condition on spatial homogeneity : } \text{std}_{3 \times 3}(\rho'(865)) < 0.04 \end{cases} \quad (\text{A.19})$$

$\text{std}_{3 \times 3}(p(x, y))$ standing for the standard deviation of the 3×3 pixels $p(x + \Delta x, y + \Delta y)$ around a given pixel (x, y) .

Global composites are presented on figures A.7 and a detail on the horn of Africa on figure A.8, where the sun-glint is very important. These figures evidence the major coverage improvement of POLYMER, of a factor greater than 3 over MERIS algal_1, resulting from the correction of the sun-glint. It makes it possible to make global composites over a period of only three days,



(a) MERIS algal.1 (MEGS 7.4)



(b) "POLYMER" chlorophyll concentration

FIG. A.6 – Offshore Mauritania , september 17, 2003. Chlorophyll concentration (mg.m^{-3}). The sun glint reflectance in the right part of the image ranges up to 17%.

the only limitation being the cloud coverage. Moreover, these figures show that there is no important residual bias on sun-glint affected areas.

A.3.4 Validation with SIMBADA in-situ measurements

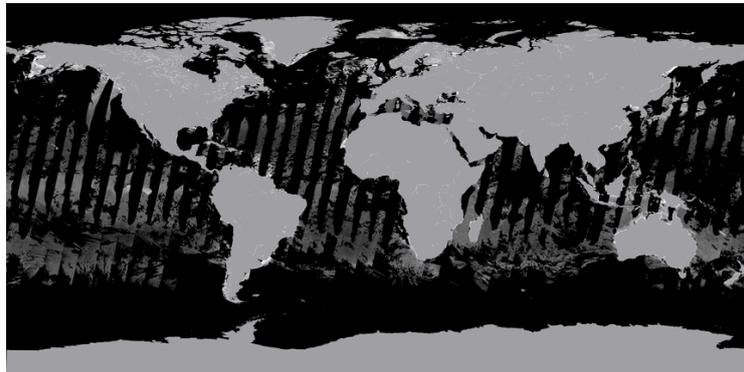
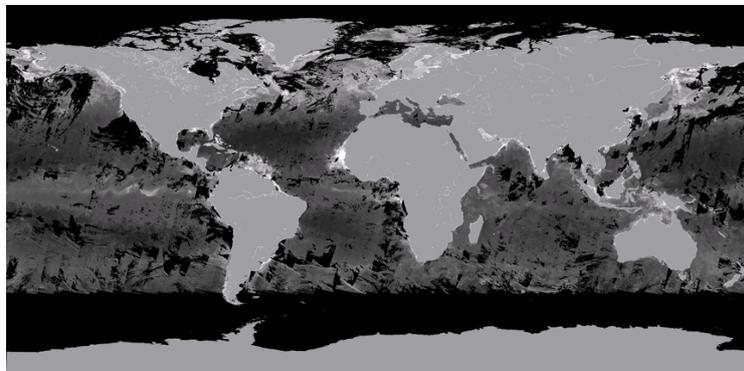
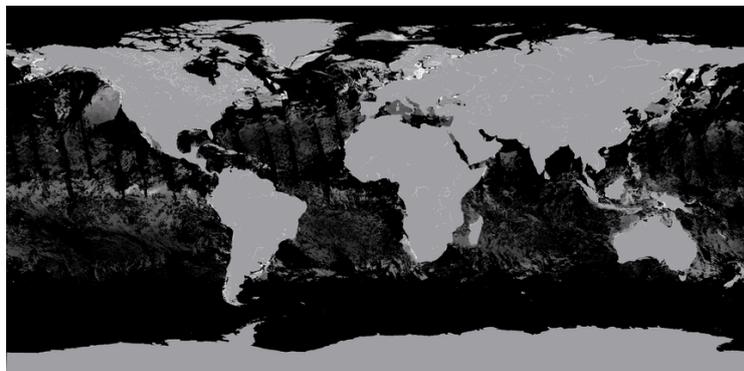
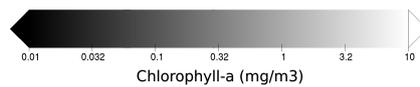
The "POLYMER" products have been compared to *in situ* match-ups from the SIMBADA optical radiometer network [Bécu 04], together with the MERIS MEGS 7.4 products. The location of match-up points are presented on figure A.9. The results are presented on figures A.10 (marine reflectances at 443nm), A.11 (marine reflectances at 490nm), A.12 (marine reflectances at 560nm) and A.13 (chlorophyll-a concentration). These results are summed up in table A.5.

There are more points available in the "POLYMER" dataset, as presented in section A.3.3, because of the availability of estimations in the sun-glint. The "POLYMER" marine reflectances scatter plots regressions have a slope different than 1, especially at 443 and 490nm. These figures evidence that the level of severity of the filter has almost no impact on the statistical performances of "POLYMER", whereas it is necessary to obtain a good correlation for MERIS MEGS 7.4 product. The flag "PCD_1_13", which is raised when there is at least one negative marine reflectance, and which is used as the most strict filter, has already been proven valuable to improve the correlation between MERIS MEGS 7.4 product and SIMBADA measurements [Bécu 03]. The performances of the "un-filtered POLYMER" dataset is comparable to the MERIS MEGS 7.4 product with the most severe filter PCD_1_13, but it has 3 to 4 times more match-ups.

A.3.5 Comparison with MODIS products

A POLYMER daily composite products have been compared to MODIS and MERIS MEGS 7.4 algal_1 equivalent products, for June 1st, 2003. The four following products have been used, all of them having been binned in a rectangular grid of dimensions 8640×4320 :

1. MODIS daily chlorophyll composite from GSFC (NASA Goddard Space Flight Center), available in the same rectangular grid. This composite has been chosen as a reference.
2. MERIS level-2 algal_1 products have been binned with the following bit mask : mask the pixels contaminated by sun glint (HIGH_GLINT

(a) MERIS algal_1 (1.39×10^6 pixels)(b) POLYMER chlorophyll concentration product (4.89×10^6 pixels)(c) MODIS chlorophyll concentration product (1.63×10^6 pixels)

(d) Color scale

FIG. A.7 – Global composite of chlorophyll concentration parameter for June 03, 2003 to June 05, 2003.

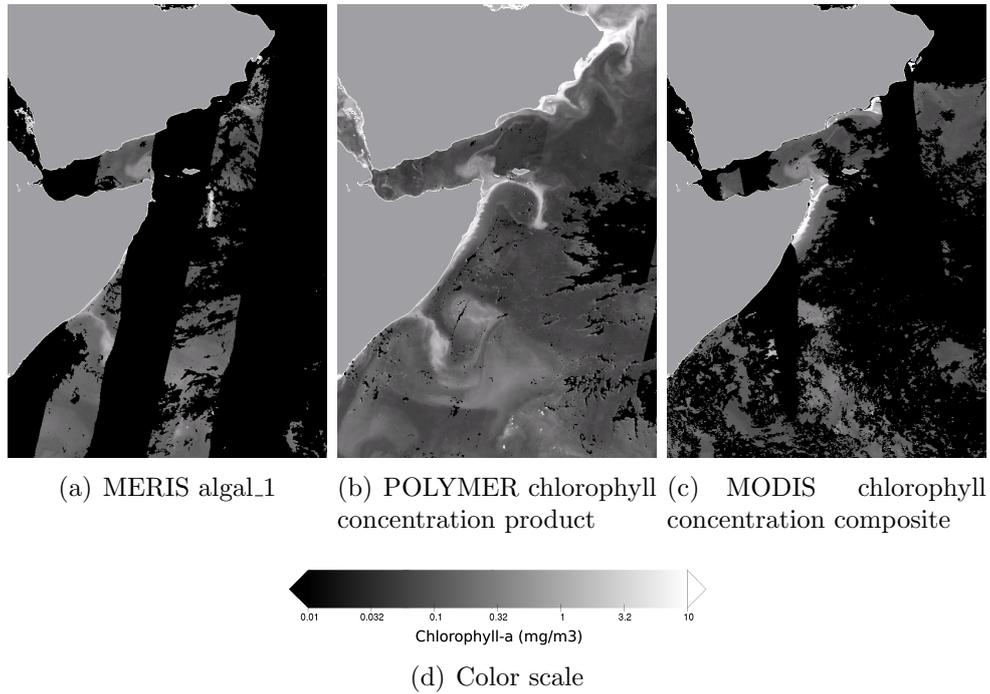


FIG. A.8 – Horn of Africa, composite of chlorophyll concentration parameter for June 03, 2003 to June 05, 2003.

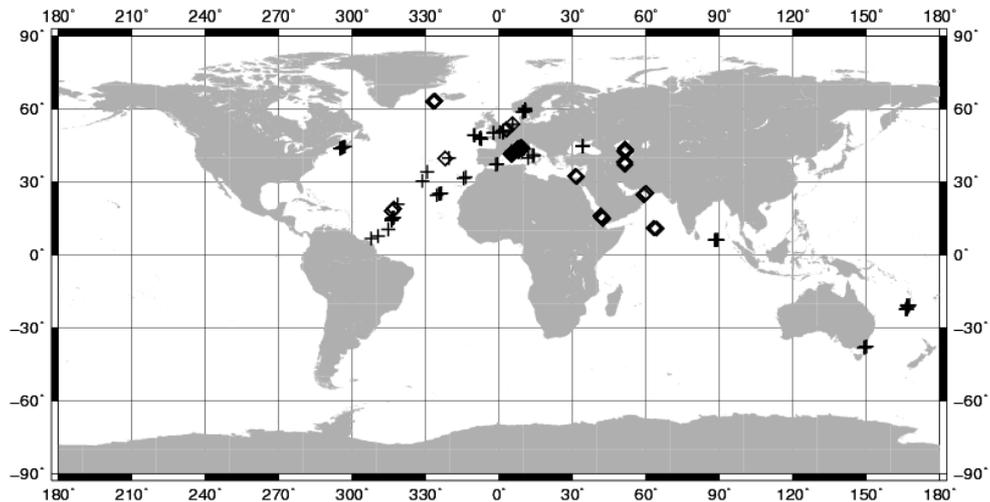


FIG. A.9 – Localization of the match-ups between MERIS products and SIMBADA in-situ measurements. Match-ups between SIMBADA and POLYMER only are indicated by "◇", and match-ups between SIMBADA, POLYMER and MERIS MEGS 7.4 products by "+".

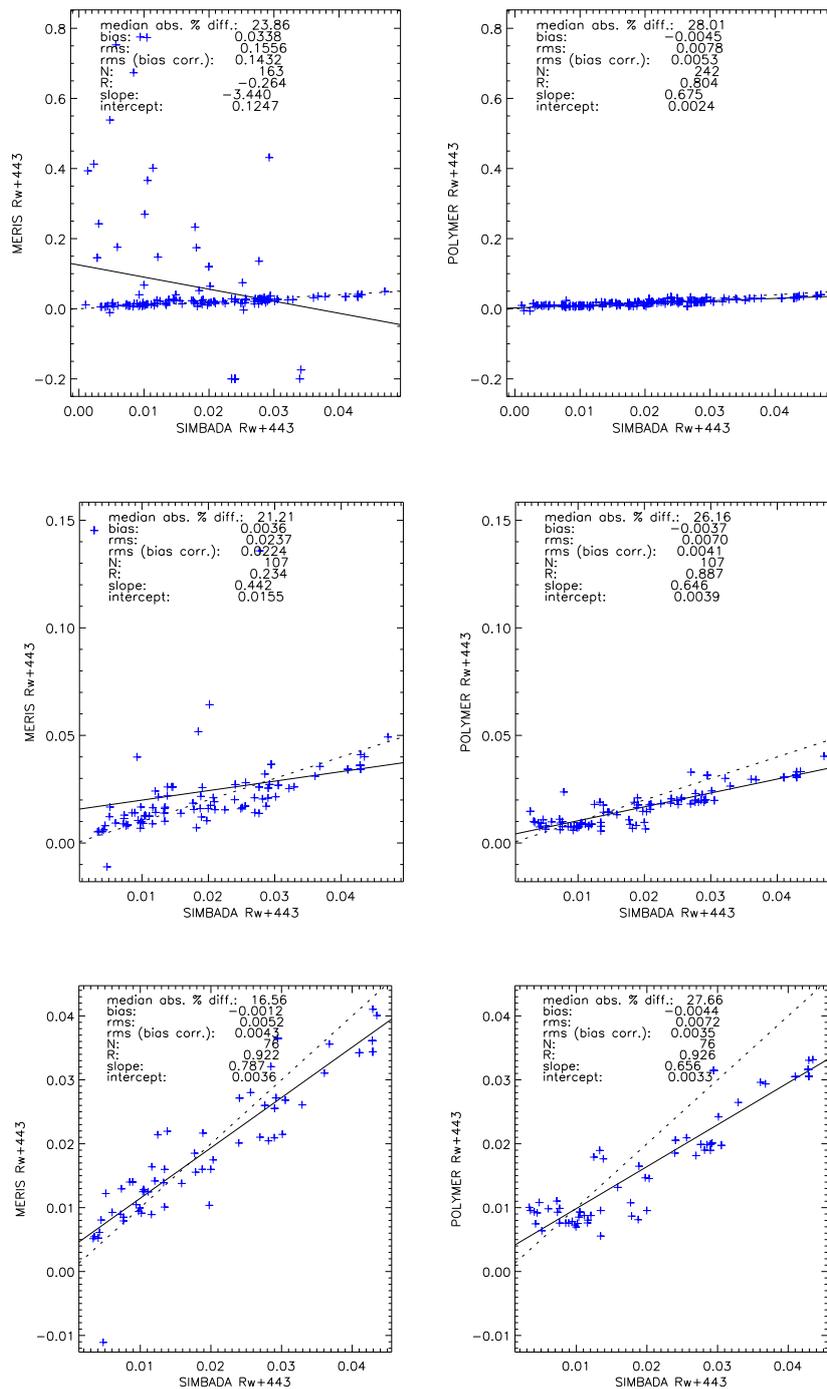


FIG. A.10 – Scatterplot of MERIS MEGS 7.4 (left column) and POLYMER (right column) marine reflectances at 443 nm versus SIMBADA in-situ measurements. The two plots on the top row present all available points without filtering, more points being available for POLYMER. The central row presents the common points of MERIS MEGS 7.4 product and POLYMER, removing the points masked by MERIS MEGS 7.4 algorithm as "high glint" and "absorbing aerosols". In the bottom row, points masked as "PCD_1.13" are removed as well.

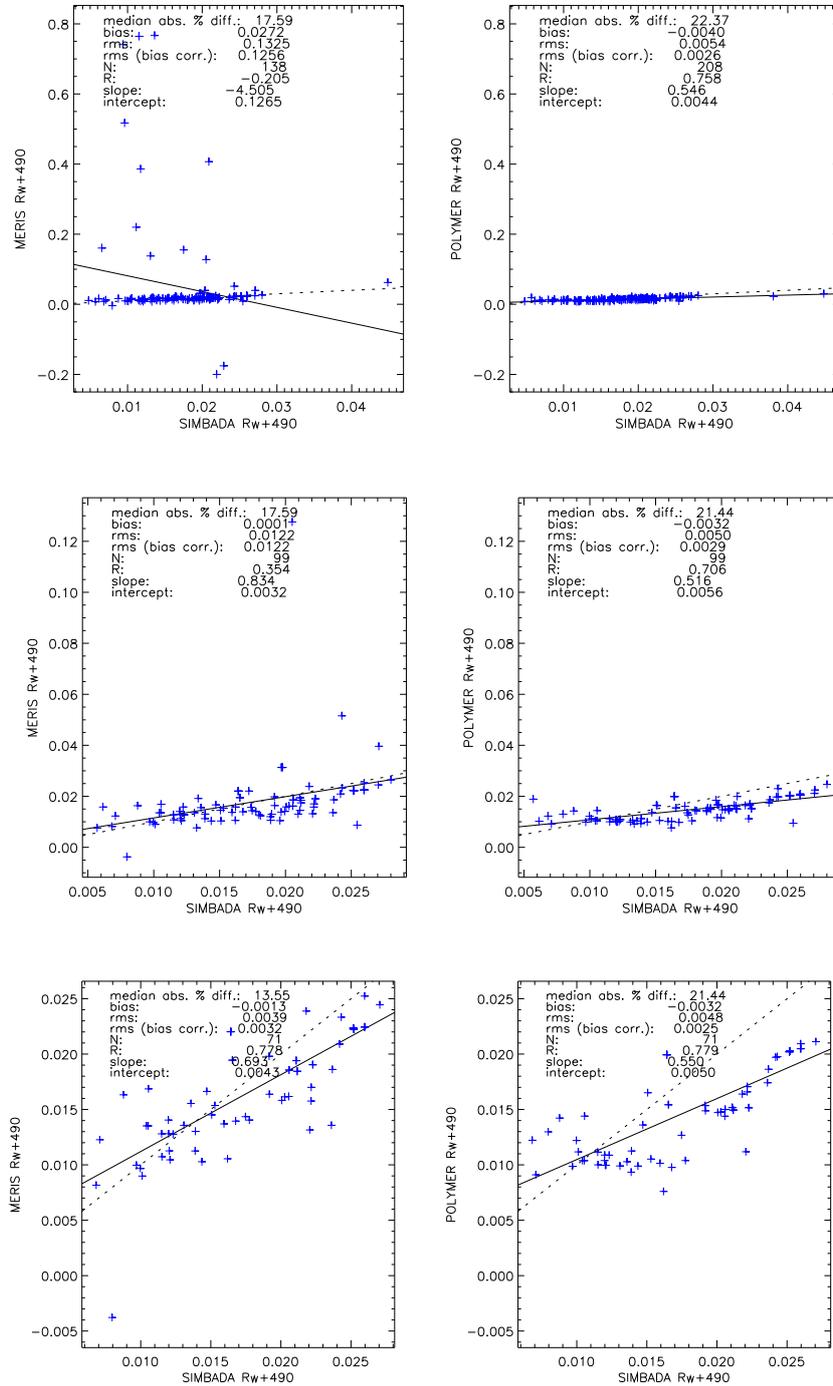


FIG. A.11 – Same as figure A.10, but for the marine reflectances at 490nm.

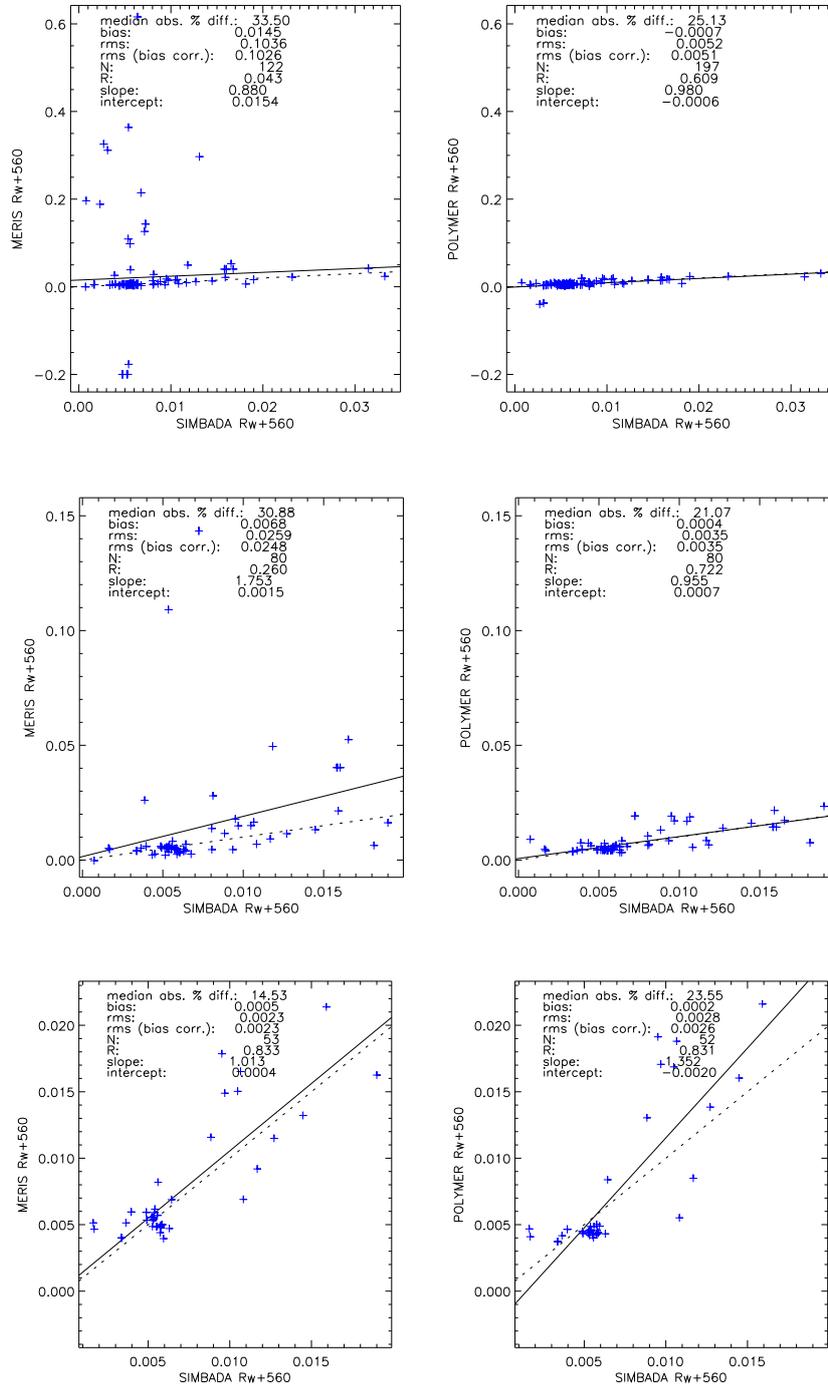


FIG. A.12 – Same as figure A.10, but for the marine reflectances at 560nm.

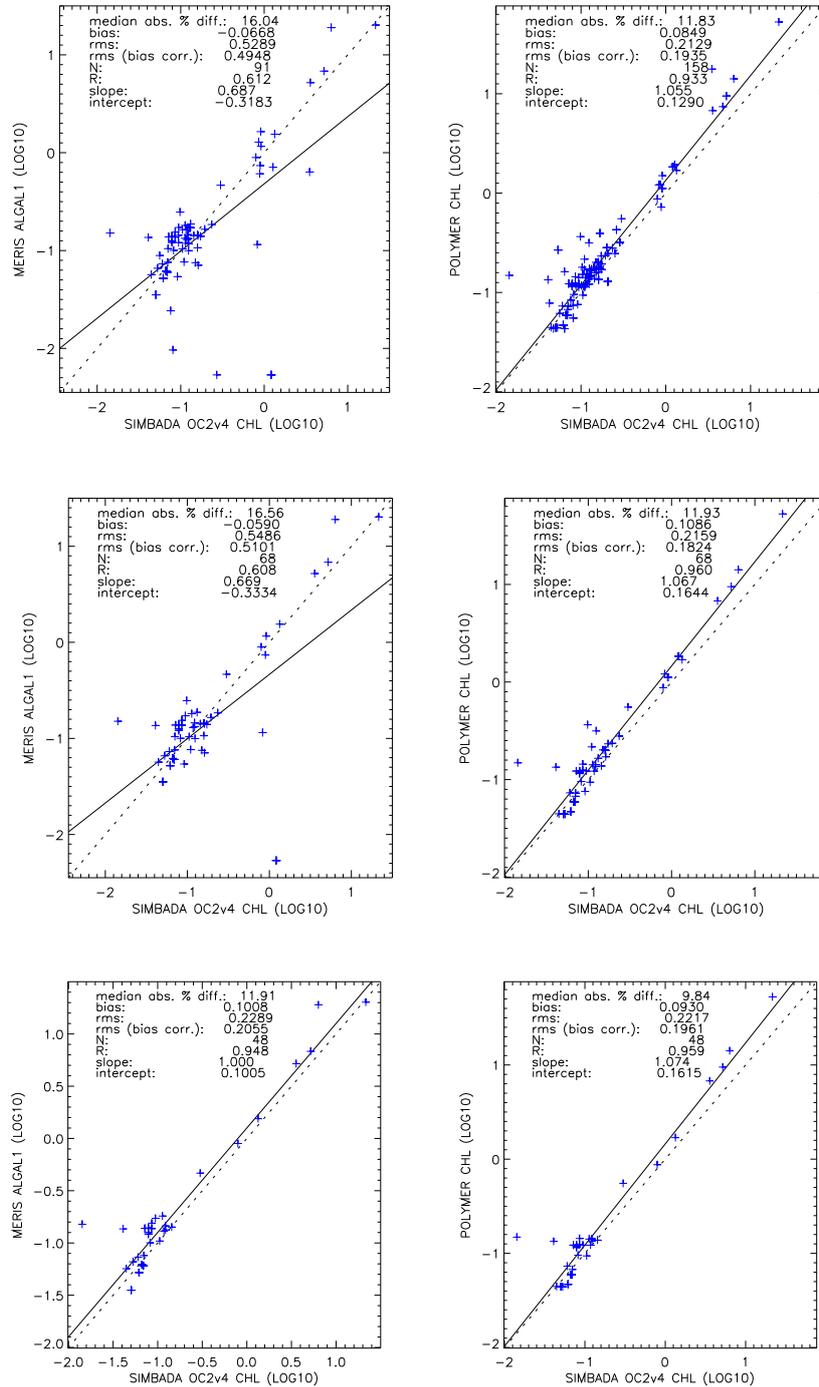


FIG. A.13 – Same as figure A.10, but for the chlorophyll-a concentration product. The SIMBADA chlorophyll concentration product is obtained by applying the bio-optical algorithm OC2v4 [O’Reilly 98][O’Reilly 00] on the marine reflectances $\rho_w^+(443)$, $\rho_w^+(490)$ and $\rho_w^+(560)$.

parameter	type of filter	RMS (bias corr.)		N		R	
		(M)	(P)	(M)	(P)	(M)	(P)
$\rho_w^+(443)$	All	0.143	0.0053	163	242	-0.26	0.804
	Common	0.0224	0.0041	107	107	0.23	0.887
	PCD_1_13	0.0043	0.0035	76	76	0.92	0.926
$\rho_w^+(490)$	All	0.126	0.0026	138	208	-0.20	0.758
	Common	0.0122	0.0029	99	99	0.35	0.706
	PCD_1_13	0.0032	0.0025	71	71	0.78	0.779
$\rho_w^+(560)$	All	0.103	0.0051	122	197	0.04	0.609
	Common	0.0248	0.0035	80	80	0.26	0.722
	PCD_1_13	0.0023	0.0026	53	53	0.83	0.831
$\log_{10}(chl)$	All	0.4948	0.1935	91	158	0.61	0.933
	Common	0.510	0.1824	68	68	0.61	0.960
	PCD_1_13	0.2055	0.1961	48	48	0.95	0.959

TAB. A.5 – Summary of the results of figures A.10 to A.13. The columns (M) (resp. (P)) represent the statistics for the MERIS MEGS 7.4 product (resp. POLYMER product). Three successive methods for selecting the points are used : "All" means that all the available points are used for each product. "Common" means that only the points common between the two (M) and (P) are used – the two bit masks "high glint" and "absorbing aerosols" are used. "PCD_1_13" means that in addition to the previous method, the bit mask "PCD_1_13" is also used. Three statistic parameters are given : the root mean square after bias correction, the number of points N and the correlation coefficient R.

and MEDIUM_GLINT), the pixels contaminated by absorbing aerosols (ABSOA_DUST) and those where the atmospheric correction has failed (PCD_1_13)

3. POLYMER level-2 chlorophyll product, binned without masking. Only the cloud mask as of (A.19) has been used
4. POLYMER level-2 chlorophyll product, binned with the mask MASK_MER.

The comparisons between these different composites are presented on figures A.14, A.15, and A.16. The figure of reference is A.14, which shows the performance of algal_1 against MODIS. Then, the figure A.15 presents the performance of POLYMER against MODIS, the same conditions being used for generating the composite. Therefore, these two figures use the same points, which are not contaminated by sun-glint. We can see that POLYMER has a larger standard error than algal_1 (0.156 against 0.116) for the points in common with algal_1.

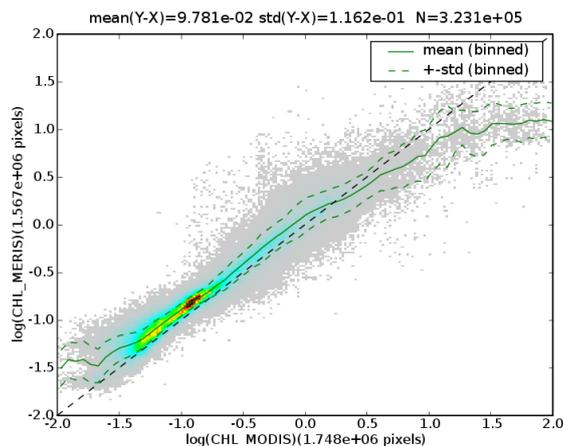


FIG. A.14 – MERIS [chl] (2) vs. MODIS [chl] (1), for a daily composite (01-06-2003).

Then, if we consider all the points estimated by POLYMER, including sun-glint contaminated estimations, we can see on figure A.16 that the standard error increases slightly to 0.165. Naturally, the points used for comparison are not contaminated by sun-glint for MODIS. Moreover, the number of available POLYMER estimations for POLYMER is 3.5 times larger than the number of algal_1 estimations, which is the most important strength of POLYMER. Both POLYMER and algal_1 have a bias of about $9 \cdot 10^{-2}$ in $\log_{10}(chl)$ (which represents $9 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(10) \approx 20\%$ in chl), when compared to MODIS. These figures are summarized on table A.6.

We show on figure A.17 the error between POLYMER and MODIS, as a function of the sun-glint reflectance $\rho'(865)$. This reflectance ranges up to 0.2, because this is the threshold above which a point is considered cloudy (A.19). This figure evidences no significant bias related to the intensity of the sun-glint.

A.4 Discussion

The POLYMER algorithm, by performing atmospheric correction over the sun-glint, leads to very important improvement of the coverage of the resulting ocean colour products. It also shows robustness to the effect of ice haze because the reflectance of thin clouds is corrected as a spectrally flat signal, like the sun-glint. However, in this case, a bias on the resulting products is still to be expected, since the attenuation factor of the thin clouds is not taken

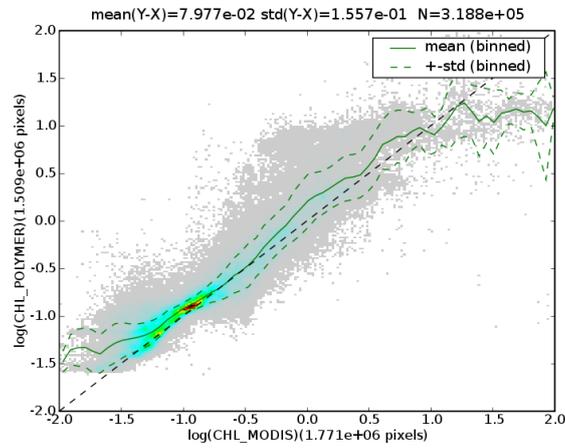


FIG. A.15 – POLYMER [chl], points common with MERIS (4) vs. MODIS [chl] (1), for a daily composite (01-06-2003).

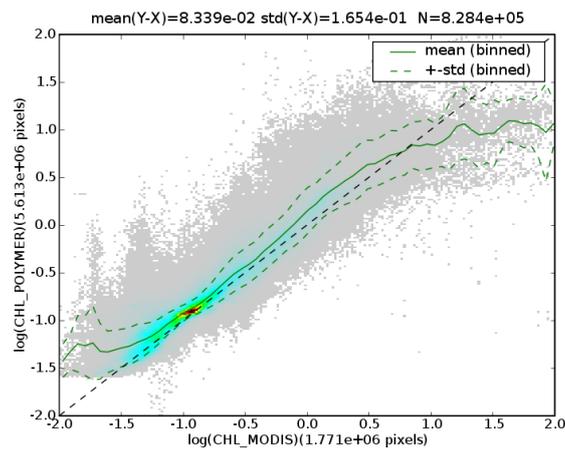


FIG. A.16 – POLYMER [chl], all available points (3) vs. MODIS [chl] (1), for a daily composite (01-06-2003).

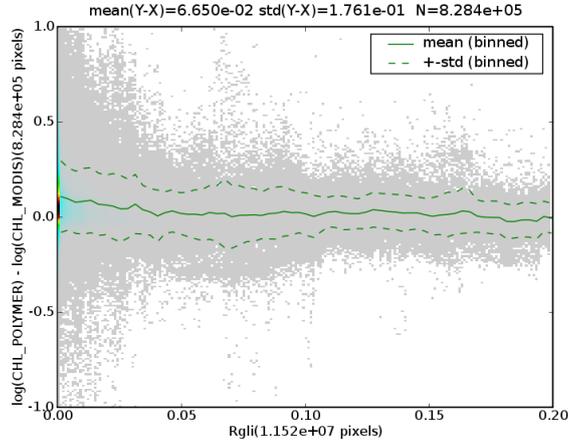


FIG. A.17 – Difference between the logarithms of POLYMER [chl] (3) and MODIS [chl] (1), as a function of the sun-glint intensity $\rho'(865)$

		MERIS	POLYMER common with MERIS	POLYMER
$\Delta\rho_w^+(443)$	mean	3.18×10^{-3}	-2.41×10^{-3}	-1.65×10^{-3}
	std	4.18×10^{-3}	4.35×10^{-3}	4.57×10^{-3}
$\Delta\rho_w^+(490)$	mean	1.63×10^{-3}	-1.41×10^{-3}	-1.18×10^{-3}
	std	3.03×10^{-3}	2.78×10^{-3}	2.76×10^{-3}
$\Delta\rho_w^+(560)$	mean	9.49×10^{-4}	-4.98×10^{-4}	-2.04×10^{-4}
	std	2.28×10^{-3}	2.21×10^{-3}	1.99×10^{-3}
$\Delta \log(\text{chl})$	mean	9.78×10^{-2} (22.5%)	7.98×10^{-2} (18.4%)	8.34×10^{-2} (19.2%)
	std	1.16×10^{-1} (26.7%)	1.56×10^{-1} (35.8%)	1.65×10^{-1} (38.1%)
Number of pixels		1.57×10^6	1.51×10^6	5.6×10^6

TAB. A.6 – Summary of the performances of MERIS algal_1 and POLYMER against MODIS

into account. The atmospheric correction of the thin clouds could therefore be improved specifically by applying this transmission factor. Moreover, the products show an important bias on the shadows of the clouds, because the content of the atmosphere is underestimated by a lower illumination at the surface level. The combined effects of the robustness to both sun-glint and thin clouds leads to an improvement of the global coverage of the resulting products by a typical factor 3 to 4 over MERIS and MODIS filtered products. More precisely, a factor 2 is gained by processing the PCD_1_13 pixels, and another factor 1.5 (resp. 2) by processing the pixels contaminated by HIGH_GLINT (resp. MEDIUM_GLINT + HIGH_GLINT).

Both POLYMER products and the MERIS MEGS 7.4 products have been compared to SIMBADA in-situ measurements (see figures A.10 to A.13). The flag 'PCD_1_13' was confirmed to be valuable to obtain a good performance of the standard MERIS products. This flag is raised when at least one marine reflectance is negative after atmospheric correction, especially in the blue, the atmospheric correction having therefore failed. It has been shown [Brockmann 06] that this flag is most of the time raised for more than 50% of the ocean pixels, the main cause for that being the presence of ice haze. This explains why the standard error of the standard MERIS products against the SIMBADA measurements are lower when the points flagged as 'PCD_1_13' are not used. However, the corresponding standard error of the POLYMER algorithm is very weakly affected by the choice of this flag, which shows the robustness of POLYMER to the effect of thin clouds. Moreover, when considering all the pixels which are available for POLYMER, which includes the pixels contaminated by the sun-glint, the standard error does not increase much.

The comparison to MODIS level 3 product shows a smaller error of the standard MERIS algorithm, compared to POLYMER, when the same pixels are compared, without sun glint contamination. This error is also smaller than the result obtained for SIMBADA, which suggests that the previous results are limited by the precision of SIMBADA. Indeed, the SIMBADA measurements have not been extensively selected, and a careful individual selection of the points has been proved useful to obtain satisfactory results [Bécu 04]. However, the error of POLYMER products show only a slight increase when all the points are taken into account, even those contaminated by the sun glint. For example, the standard deviation of the [Chl] product increase from 34.1% to 38.1% when the number of points increases by a factor 3.7. This is well illustrated by figure

A.17, where we can see that the error of POLYMER [Chl] product against MODIS has almost no variation against the sun-glint reflectance, for values of ρ_{gli} up to 20% corresponding to the chosen threshold for cloud masking.

A.5 Conclusion

We have developed an atmospheric correction algorithm called POLYMER to retrieve marine parameters in the sun-glint pattern. This algorithm is based on the estimation of the contribution of the sun-glint, the aerosol scattering and the various couplings, from the observations at wavelengths 510, 620 and 865 nm. In these bands, the variation of the marine signal is relatively small compared to the variations in the so-called "ocean colour bands", and the higher Rayleigh scattering makes it possible to estimate more accurately the couplings, mainly with the sun-glint. The large range of wavelengths covered by these bands also leads to a reduction of the amplification of the near infrared noise to the blue and green bands [Jolivet 07]. A polynomial model has been used for the estimation and extrapolation to the "ocean colour bands". Since this process does not lead to actual marine reflectances, but a linear combination of marine reflectances, we have used neural networks to estimate the actual ocean colour, and chlorophyll concentration.

This algorithm has been applied to MERIS, for which a large part of the observations at subtropical latitudes has to be masked out due to the sun-glint pattern, and which leads to a reduction of the total coverage by about 30 to 50%. The results of POLYMER are very satisfactory, and show that it is possible to retrieve ocean colour parameters on the whole sun-glint pattern. The algorithm proves not only robust to the sun-glint, but also to the contamination of thin clouds, where the MERIS MEGS 7.4 product is masked as PCD_1.13, and the quality of the resulting products is reduced. The comparison MODIS level 3 products shows no significant decrease of quality from the areas already covered by the existing algorithms, to the contaminated areas covered only by POLYMER. The same conclusion is drawn from the comparison to SIMBADA, but in this case the estimation of the accuracy is probably limited by the quality of the SIMBADA data.

The accuracy of the POLYMER products compared to MODIS is lower than that of the standard MERIS products, especially for the chlorophyll concentration product, where the standard error is increased by about 30%.

However, we have proven that the major part of the error on the POLYMER parameters is introduced by the approximations made by the neural networks, which have not been specifically optimized. It is therefore likely that these neural networks can be optimized, improving the accuracy of the products accordingly. In addition to the many possible modifications and improvements of this method, it will also be interesting to specialise it to the correction of case 2 waters.

Bibliographie

- [Antoine 99] D. Antoine & A. Morel. *A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument) : principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones*. Int. J. Remote. Sensing, 20, 9, 1875-1916, 1999.
- [Antoine 05] D. Antoine & A. Morel. *Atmospheric correction over the Ocean, ATBD 2.7 MERIS*. Rapport technique, Laboratoire de Physique et Chimie Marines, 2005.
- [Antoine 06a] D. Antoine. *Status of MERIS validation activities at BOUSSOLE*. In Meeting on MERIS and AATSR Calibration and Geophysical Validation (MAVT-2006), 2006.
- [Antoine 06b] David Antoine, Malik Chami, Hervé Claustre, Fabrizio d'Ortenzio, André Morel, Guislain Bécu, Bernard Gentili, Francis Louis, Joséphine Ras, Emmanuel Roussier, Alec J. Scott, & Dominique Tailliez. *BOUSSOLE : a joint CNRS-INSU, ESA, CNES and NASA Ocean Color Calibration And Validation Activity*. NASA Technical memorandum N. 2006-214147, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, 61 pp., 2006.
- [Brockmann 06] Carsten Brockmann. *Limitations of the application of the MERIS atmospheric correction*. In Meeting on MERIS and AATSR Calibration and Geophysical Validation (MAVT-2006), 2006.
- [Bécu 03] G. Bécu, P.Y. Deschamps & J.M. Nicolas. *Validation of MERIS level 2 marine and aerosol products using SIMBADA radiometric in situ measurements*. MERIS and AATSR Validation Team workshop, ESRIN, Frascati, Italy, 2003.

- [Bécu 04] G. Bécu. *Contribution à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan à l'aide du réseau de radiomètres optiques SIMBADA*. PhD thesis, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, 2004.
- [Cox 54] C. Cox & W. Munk. *Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter*. J. Opt. Soc. Am., 44, 11, 838-850, 1954.
- [D'Alba 05] L. D'Alba & P. Colagrande. *MERIS smile effect characterization and correction*. Rapport technique, ESA, 2005.
- [Deschamps 83] P.-Y. Deschamps, M. Herman & D. Tanré. *Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la terre, entre 0.35 et 4 μ m*. Rapport technique, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, 1983.
- [Deschamps 94] P.-Y. Deschamps, F.-M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C. Buriez & G. Sèze. *The POLDER Mission : Instrument Characteristics and Scientific Objectives*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 32, No. 3, 1994.
- [Deuzé 89] J.-L. Deuzé, M. Herman & R. Santer. *Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system*. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 41, 483-494, 1989.
- [Dreyfus 04] G. Dreyfus, J.-M. Martinez, M. Samuelides, M. B. Gordon, F. Badran, S. Thiria & L. Héroult. *Réseaux de neurones. Méthodologie et applications*. Eyrolles, 2004.
- [Duntley 74] S.Q. Duntley, R.W. Austin, W.W. Wilson, C.F. Edgerton & S.E. Moran. *Detection of ocean chlorophyll from Earth orbit, in "ocean color analysis"*. SIO Ref. 74-10, 1974.
- [Field 98] C.B. Field, M.J. Behrenfeld, J.T. Randerson & P.G. Falkowski. *Primary production of the biosphere : integrating terrestrial and oceanic components*. Science, 281, 237-240, 1998.
- [Fougnie 07] B. Fougnie, G. Bracco, B. Lafrance, C. Ruffel, Olivier Hagolle & C. Tinel. *PARASOL In-flight Calibration and Per-*

- formance*. Applied Optics, Vol. 46, Issue 22, pp. 5435-5451, 2007.
- [Frouin 96] R. Frouin, M. Schwindling & P.-Y. Deschamps. *Spectral reflectance of sea foam in the visible and near infrared : In-situ measurements and remote sensing implications*. J. Geophys. Res., 101, 14361-14371, 1996.
- [Gordon 78] H.R. Gordon. *Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans*. Appl. Opt., 17 : 1631-1636, 1978.
- [Gordon 81] H. R. Gordon & D. K. Clark. *Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Color Scanner imagery*. Applied Optics, 20, 4175-4180, 1981.
- [Gordon 94a] H. R. Gordon & K. J. Voss. *MODIS normalized Water-leaving Radiance Algorithm Theoretical Basis Document (MOD 18)*. Rapport technique, NASA, version 5, 1994.
- [Gordon 94b] H.R. Gordon & M. Wang. *Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : A preliminary algorithm*. Appl. Opt., 33 : 443-452, 1994.
- [Gordon 97] H. R. Gordon. *Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era*. J. Geophys. Res., 102, D14, 17,081-17,106., 1997.
- [Gross 00] L. Gross, S. Thiria, R. Frouin & B. G. Mitchell. *Artificial Neural Networks for modeling the transfer function between marine reflectance and phytoplankton pigment concentration*. Journal of Geophysical Research, vol 105, no C2, pp. 3483-3495, 2000.
- [Hu 00] C. Hu, K. L. Carder & F. E. Muller-Karger. *Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery : Assessment of the Use of Alternative Bands*. Appl. Opt. 39, 3573-3581, 2000.
- [Jolivet 07] D. Jolivet, D. Ramon, P.-Y. Deschamps, F. Steinmetz, B. Fougnie & P. Henry. *How the Ocean Color Product Quality is Limited by Atmospheric Correction*. Proceedings of the Envisat Symposium, 2007.
- [Koepke 84] P. Koepke. *Effective reflectance of oceanic whitecaps*. Appl. Opt., 23, 1816-1824, 1984.

- [Lee 06] ZhongPing Lee & al. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG), Number 5, 2006.
- [Lenoble 93] J. Lenoble. Atmospheric radiative transfer. A. Deepak Publishing, 1993.
- [Loisel 98] H. Loisel & A. Morel. *Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters : a re-examination*. Limnology and Oceanography. 43 : 847-857., 1998.
- [Monahan 80] E. C. Monahan & I. G. O'Muircheartaigh. *Optimal power-law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed*. J. Phys. Oceanogr., 10, 2094-2099, 1980.
- [Morel 77] Andre Morel & Louis Prieur. *Analysis of Variations in Ocean Color*. Limnology and Oceanography, Vol. 22, No. 4, pp. 709-722, 1977.
- [Morel 88] A. Morel. *Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters)*. J. Geophys. Res., 93, 10749-10768, 1988.
- [Morel 96] A. Morel & B. Gentili. *Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem*. Appl. Opt. 35, 4850-4862, 1996.
- [Morel 01] A. Morel & S. Maritorena. *Bio-optical properties of oceanic waters : a reappraisal*. J. Geophys. Res., 106(C4) : 7163-7180., 2001.
- [Morel 07] A. Morel & D. Antoine. *Pigment index retrieval in case 1 waters, ATBD 2.7 MERIS*. Rapport technique, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, 2007.
- [Nicolas 01] J.-M. Nicolas, P.-Y. Deschamps & R. Frouin. *Spectral reflectance of oceanic whitecaps in the visible and near infrared : Aircraft measurements over open ocean*. Geophys. Res. Lett., 28, 23, 4445-4448, 2001.
- [Nicolas 02a] J.-M. Nicolas, P.-Y. Deschamps, H. Loisel & C. Moulin. *POLDER-2, Ocean Color Algorithm Theoretical Basis Document, Atmospheric Correction Algorithm*. Rapport technique, Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), 2002.

- [Nicolas 02b] J.-M. Nicolas, P.-Y. Deschamps, H. Loisel & C. Moulin. *POLDER-2, Ocean Color Algorithm Theoretical Basis Document, Bio-Optical Algorithms*. Rapport technique, Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), 2002.
- [O'Reilly 98] J. E. O'Reilly, S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru & C. McClain. *Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS*. J. Geophys. Res, 103C, 24937-24953, 1998.
- [O'Reilly 00] J. E. O'Reilly & al. *Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2 and OC4 : Version 4*. SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series," Vol. 11, Part 3, NASA/TM-2000-206892, 2000.
- [Preisendorfer 61] R. W. Preisendorfer. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. IUGG Monogr., 1961. 11–30.
- [Schiller 99] Helmut Schiller & Roland Doerffer. *Neural network for emulation of an inverse model operational derivation of Case II water properties from MERIS data*. International Journal of Remote Sensing, Volume 20, Issue 9, pages 1735 - 1746, 1999.
- [Shettle 79] E. P. Shettle & R. W. Fenn. *Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties*. AFGL-TR-79-0214, No 676, 1979.
- [Tanre 79] D. Tanre, M. Herman, P. Y. Deschamps & A. de Leffe. *Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties*. Appl. Opt., vol. 18, no. 21, page 3587, 1979.
- [Wang 01] M. Wang & S. W. Bailey. *Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products*. Appl. Opt., 40, 4790-4798, 2001.
- [Wang 02] M. Wang, A. Isaacman, B.A. Franz & C.R. McClain. *Ocean-color optical property data derived from the Japanese Ocean Color and Temperature Scanner and the French Polariza-*

- tion and Directionality of the Earth's Reflectances : a comparison study.* Applied Optics, 41(6) : 974-990., 2002.
- [Wang 07] M. Wang. *Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to near-infrared using the shortwave infrared bands : simulations.* Appl. Opt. 46, 1535-1547, 2007.
- [Zhang 03] T. Zhang, F. Fell, Z. Liu, R. Preusker, J. Fischer, & M. He. *Evaluating the performance of artificial neural network techniques for pigment retrieval from ocean color in Case I waters.* J. Geophys. Res., 108(C9), 3286, 2003.