

No. D'ordre : 3446

Thèse  
présentée à  
l'Université des Sciences et Technologies de Lille

pour obtenir le titre de  
Docteur de l'Université

spécialité  
lasers, molécules, rayonnement atmosphérique

par  
Guislain Bécu

**CONTRIBUTION A LA VERIFICATION DES  
OBSERVATIONS SPATIALES DE LA COULEUR DE  
L'OCEAN A L'AIDE DU RESEAU DE RADIOMETRES  
OPTIQUES SIMBADA**

Soutenue le 26 mars 2004 devant le jury composé de

M. R. Frouin	Research Meteorologist, SIO, UCSD, San Diego	rapporteur
M. K. Ruddick	Chef de Travaux, MUMM, Bruxelles	rapporteur
M. P.-Y. Deschamps	Directeur de Recherche, CNRS, Lille	directeur de thèse
M. Y. Dandonneau	Directeur de Recherche, IRD, Paris	examineur
M. H. Loisel	Maître de Conférences, ELICO, ULCO, Wimereux	examineur
M. J.-P. Huot	Ingénieur, ASE/ESTEC, Noordwijk	membre invité
M. E. Thouvenot	Ingénieur, CNES, Toulouse	membre invité

Laboratoire d'Optique Atmosphérique – U.M.R. C.N.R.S. 8518  
U.F.R. de Physique Fondamentale - Université des Sciences et  
Technologies de Lille - 59655 Villeneuve d'Ascq

Mots Clés : télédétection, couleur de l'océan, radiomètre optique de terrain, optique atmosphérique



## RESUME

Nous présentons dans ce manuscrit un réseau de radiomètres optiques de terrain, appelés SIMBADA (*Satellite Intercomparison for Marine Biology and Aerosol Determination - Advanced version*), destinés à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan (mesure de la réflectance marine en vue d'estimer la concentration en pigments chlorophylliens). Pour mesurer la réflectance marine depuis l'espace, il faut corriger le signal total capté par le détecteur spatial des effets atmosphériques (effets diffusants principalement) pour estimer le signal marin. Ce travail, appelé "correction atmosphérique" est assez délicat et nécessite une vérification. Le SIMBADA réalise en mer des mesures in situ des trois paramètres indispensables à cette vérification : l'épaisseur optique en aérosol, le modèle d'aérosols, ainsi que la réflectance marine.

Le radiomètre, portable et autonome, enregistre un signal optique selon onze canaux (de 350 à 870 nm), et mesure l'épaisseur optique en aérosols et la réflectance marine de manière quasi-simultanée grâce à deux gains électroniques. D'autre part, il s'affranchit de la réflexion parasite de la luminance du ciel sur la surface par polarisation. Nous présenterons d'abord l'instrument de manière détaillée, ainsi que le travail réalisé sur la détermination des coefficients d'étalonnage avec l'estimation d'une dérive temporelle et l'utilisation simultanée des étalons solaire et photométrique. Ensuite, nous présenterons deux améliorations apportées à l'algorithme de traitement des données : la première concerne l'estimation du modèle d'aérosols à partir de la variation spectrale de leur épaisseur optique, et la deuxième concerne une correction appliquée aux mesures de réflectance marine pour les corriger de la perturbation éventuelle de petits moutons d'écume. Enfin, nous présenterons la base de données (2300 mesures) réalisée avec la mise en réseau d'une vingtaine de SIMBADA pendant trois ans.

Nous avons comparé les mesures faites par le SIMBADA à d'autres mesures in situ, réalisées par trois autres instruments de terrain reconnus. La première comparaison a montré que le SIMBADA et le système de photomètre/radiomètre SMSR/SPMR s'accordent à 6% sur l'estimation de l'éclairement descendant et que les deux instruments estiment la réflectance marine avec une erreur de 10 à 20% entre 410 et 560 nm, et de 60 à 80% au-delà ; la deuxième a montré que le SIMBADA et le photomètre solaire MicroTops mesurent l'épaisseur optique en aérosols avec une précision de 0.02 en valeur absolue ; enfin, la troisième a montré que le SIMBADA et le système de radiomètres TriOS s'accordent à 3% (9% pour les grandes élévations solaires) sur l'estimation de l'éclairement descendant, et que les deux instruments estiment la réflectance marine avec une erreur de 10 à 15% entre 410 et 560 nm, et de 20 à 35% au-delà. Ces

différentes analyses ont permis de montrer que le SIMBADA réalise ses mesures avec une précision de 0.001 en termes de réflectance à 443 nm, ce qui est inférieur aux exigences (0.002 à 443 nm pour les eaux claires, autour d'une concentration en chlorophylle de  $1 \text{ mg.m}^{-3}$ ).

Enfin, la base de données SIMBADA a été utilisée pour vérifier les observations spatiales de la couleur de l'océan réalisées par les capteurs MERIS/ENVISAT et POLDER-2/ADEOS-2, en estimant leurs erreurs sur l'estimation de la réflectance marine, puis en les comparant aux exigences de l'observation spatiale de la couleur de l'océan (0.002 en termes de réflectance marine au-dessus de la surface à 443 nm).

- La comparaison SIMBADA/MERIS a révélé une erreur assez importante sur les réflectances marines dérivées de MERIS après correction atmosphérique (RMS de 0.008 à 443 nm) ;
- La comparaison SIMBADA/POLDER-2 a révélé une erreur moins importante sur les réflectances marines dérivées de POLDER-2 après correction atmosphérique (RMS inférieur à 0.004 à 443 nm).

D'autre part, une analyse plus détaillée a été réalisée sur la vérification des données MERIS. Premièrement, les erreurs sur l'estimation de l'épaisseur optique en aérosols et du modèle d'aérosols dérivés de MERIS sont assez élevées. Deuxièmement, l'erreur sur l'estimation de la réflectance marine croît aux courtes longueurs d'onde utilisées pour la couleur de l'océan, et est sans doute attribuable à la précision des codes de transfert radiatif utilisés et au choix des modèles d'aérosols utilisés. Aucun paramètre géophysique ou climatique (vitesse du vent, élévation solaire, latitude, ...) ne semble être corrélé à cette erreur. Par ailleurs, on améliore l'estimation de la réflectance marine en appliquant aux données un critère de qualité (flag MERIS PCD\_1\_13) : le RMS passe dans ce cas à 0.005 à 443 nm. Toutefois, ce critère semble diminuer d'un facteur deux le nombre de pixels déclarés valides. Enfin, l'impact des erreurs de correction atmosphérique sur l'estimation de la concentration en chlorophylle a été évalué en appliquant le même algorithme bio-optique (OC4v4) aux réflectances marines issues de MERIS et de SIMBADA. La précision estimée est de 60% (30% lorsque le flag MERIS PCD\_1\_13 est appliqué), chiffre auquel il convient d'ajouter la variabilité naturelle de l'algorithme géophysique.

## REMERCIEMENTS

Le travail présenté dans ce manuscrit a été dirigé par Pierre-Yves Deschamps. Il l'a encadré consciencieusement, tout en me laissant une certaine indépendance pour développer mon sens critique et mon autonomie, et je le remercie par ailleurs de m'avoir fait confiance en me laissant la responsabilité de la logistique du réseau SIMBADA. C'est très formateur. Je profite de cette page pour souligner le caractère humain et communicatif de son équipe, ce qui fait passer trois années de thèse à une vitesse impressionnante.

Je voudrais également faire part de ma gratitude à :

- M. Robert Frouin, Chercheur à la *Scripps Institution of Oceanography* à La Jolla, pour avoir rapporté mon travail de thèse. Il s'y est intéressé tout au long de ces trois années, et m'a fait part de ses idées et de ses encouragements à chacun de ses passages à Lille. C'est une personnalité dont j'apprécie la méticulosité, et avec laquelle je partage l'intérêt particulier qu'il porte à la réalisation des mesures ;
- M. Kevin Ruddick, Chercheur au *Management Unit of the North Sea Mathematical Models* à Bruxelles, pour avoir également rapporté mon travail de thèse. J'apprécie sa grande rigueur, que j'ai pu constater lors de nombreuses discussions, communications et collaborations. Il est d'ailleurs à l'origine de nombreuses améliorations apportées au dépouillement des données SIMBADA ;
- M. Hubert Loisel, Maître de Conférences à l'ELICO à Wimereux, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de soutenance. Il m'a constamment soutenu, orienté et conseillé pendant ces trois années. Sa grande compétence en bio-optique marine m'a éclairci plus d'une fois. Je garde par ailleurs un très bon souvenir de la campagne que j'ai réalisée avec son équipe à bord du "Côtes de la Manche" (entre autre de la partie de pêche au maquereau...);
- M. Yves Dandonneau, Directeur de Recherche IRD à Paris, pour avoir également accepté de faire partie de mon jury. Il s'est intéressé à mon travail tout au long de ces trois années, et est également à l'origine d'une collaboration fructueuse (nombreuses campagnes (Gep&CO), échantillons filtrés, etc...). J'en profite pour citer son collègue M. Yves Montel, qui, entre autre, m'a fait visiter le porte container à bord duquel il réalisait les mesures SIMBADA ;

- M. Eric Thouvenot du CNES, ainsi que MM. Jean-Paul Huot et Steven Delwart de l'ASE/ESTEC pour avoir accepté de faire partie de mon jury de soutenance en tant que membres invités. Leur présence représente pour moi un très grand honneur ;
- MM. Didier Tanré et Yves Fouquart, directeurs actuel et antécédent du LOA, pour m'avoir accueilli au sein de leur laboratoire ;
- M. Jean-Marc Nicolas, Ingénieur de Recherche au LOA, pour son soutien permanent en informatique, en concept instrumental, et en physique. Je désire souligner sa bonne humeur constante, mais aussi le remercier pour m'avoir fait profiter de son intérêt et de ses connaissances historiques, géographiques et sociales. Le côtoyer a été très enrichissant ;
- M. Bernard Bonnel, Maître de Conférences à l'USTL, pour avoir relu très méticuleusement ce manuscrit, et m'avoir ainsi fait part de ses remarques judicieuses ;
- MM. Christian Verwaerde, Jean-Yves Balois et Pierre Lecomte, Ingénieurs de Recherche au LOA ayant conçu et réalisé les radiomètres SIMBADA, pour leur soutien technique. Un merci spécial à Pierre Lecomte qui m'a appris à assembler les radiomètres. Il m'a fait part de ses conseils et de son expérience ; j'ai beaucoup appris à travailler à ses côtés.

Pour finir sans m'étendre d'avantage, je désire faire quelques petits clins d'œil à :

- ma ch'tite moitié, Karo, qui m'a soutenu si patiemment pendant les longues heures de rédaction de ce manuscrit. Je garde également de très bons souvenirs des campagnes "Calais-Douvres-Calais" sur lesquelles elle est venue ;
- mes parents qui m'ont permis de me consacrer à temps plein à mes études pendant tout mon cursus ;
- Bernard Bonnel et Laurianne Bécu, avec qui j'ai toujours éprouvé un réel plaisir à discuter autour d'un café ;
- tous ceux qui font et ont fait partie de l'équipe "OC" (je pense particulièrement à Olivier Rasson) ; c'est toujours plus agréable de discuter du travail ou de toute autre chose devant "un p'tit coup d'binouze" ou au "Sénéchal" ;
- René Lecocq, pour m'avoir rompu aux techniques de soudure à l'étain ;
- François Thieuleux, pour avoir consacré une bonne partie de son temps à me léguer la charge du réseau SIMBADA ;
- Christine Deroo, pour m'avoir régulièrement dépanné de mes problèmes informatiques ;
- les officiers de la Compagnie Maritime Nantaise, avec qui j'ai passé des moments inoubliables (entre autre, en mangeant de la morue non dessalée...)

- Enfin, tous ceux que je croisais régulièrement dans les couloirs du LOA, et qui agrémentaient mes journées de leur bonne humeur (Bahaidin Damiri, Frédérique Auriol, Luc Blarel, Thierry Podvin, Isabelle Favier, ...).

Ce travail a été financé par l'Agence Spatiale Européenne et le Centre National d'Etudes Spatiales. Ils m'ont fait confiance pour réaliser ce travail et je tiens à leur témoigner ma reconnaissance.

# TABLE DES MATIERES

Résumé .....	i
Remerciements .....	iii
Table des matières.....	vi
<b>Introduction</b> .....	<b>1</b>
<b>Chapitre 1. Introduction à la télédétection de la couleur de l'océan</b> .....	<b>5</b>
1.1 Introduction .....	6
1.2 Qu'est-ce que la couleur de l'océan ? .....	6
1.3 Quelles utilités ? .....	7
1.3.1 Le climat : interactions entre atmosphère et océan .....	7
1.3.2 Le phytoplancton et la chaîne alimentaire marine .....	10
1.4 Quels besoins ? .....	11
1.5 Quels outils ? .....	11
<b>Chapitre 2. Définitions et notations</b> .....	<b>15</b>
2.1 Introduction .....	16
2.2 Photométrie.....	16
2.3 Optique atmosphérique .....	17
2.3.1 Angles utilisés.....	17
2.3.2 Eclairement total, direct et diffus au bas de l'atmosphère.....	18
2.3.3 Luminances réfléchie et normalisée, réflectances bidirectionnelle et de surface .....	19
2.3.4 Albédo plan et albédo sphérique.....	20
2.3.5 Absorption et diffusion d'un milieu.....	20
2.3.6 Composition du signal.....	23
<b>Chapitre 3. Validation des observations spatiales de la couleur de l'océan a l'aide de mesures in situ</b> .....	<b>25</b>
3.1 Introduction .....	26
3.2 Problématique (corrections atmosphériques).....	26
3.3 Paramètres nécessaires à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'eau.....	28
3.4 Les techniques de mesure in situ de la couleur de l'océan.....	28
3.4.1 Les mesures réalisées sous la surface.....	28
3.4.2 Les mesures réalisées au-dessus de la surface.....	31
3.4.2.1 Les mesures réalisées sans polarisation.....	31
3.4.2.2 Les mesures réalisées avec polarisation .....	32
3.5 Conclusion.....	33
<b>Chapitre 4. Développement et utilisation du réseau de radiomètres optiques de terrain SIMBADA</b> .....	<b>35</b>
4.1 Introduction .....	36
4.2 Concept instrumental.....	36
4.2.1 Caractéristiques techniques .....	36
4.2.2 Protocole de mesure .....	38
4.2.3 Mise en réseau des instruments .....	40
4.3 Traitement des données.....	41
4.3.1 Traitement des visées solaires.....	42
4.3.1.1 Version initiale.....	42
4.3.1.2 améliorations apportées à la détermination du modèle d'aérosols .....	44

4.3.2	Traitement des visées marines.....	46
4.3.2.1	Version initiale.....	46
4.3.2.2	Amélioration apportée à la correction du canal à 870 nm.....	49
4.4	Etalonnage des instruments.....	52
4.4.1	Etalonnage en mode gain faible.....	52
4.4.2	Etalonnage en mode gain fort.....	53
4.5	Gestion des coefficients d'étalonnage.....	54
4.5.1	Vieillessement des filtres et des détecteurs.....	54
4.5.2	Utilisation simultanée des deux méthodes d'étalonnage.....	57
4.6	Précision des mesures.....	61
4.7	Présentation de la base de données in situ réalisée avec le réseau SIMBADA.....	61
4.8	Conclusion.....	62
<b>Chapitre 5. Comparaison des mesures réalisées par le SIMBADA à d'autres mesures in situ</b>		<b>65</b>
5.1	Introduction.....	66
5.2	Validation des paramètres marins avec le radiomètre SPMR.....	67
5.2.1	Localisation des mesures.....	67
5.2.2	Le radiomètre SPMR.....	68
5.2.3	Comparaison des éclairagements descendants.....	69
5.2.4	Validation des réflectances marines.....	74
5.3	Validation des paramètres atmosphériques avec le photomètre solaire MicroTops.....	87
5.3.1	Localisation des mesures.....	87
5.3.2	Le photomètre solaire MicroTops.....	87
5.3.3	Validation des paramètres atmosphériques.....	88
5.4	Validation des paramètres marins avec le radiomètre TriOS.....	92
5.4.1	Localisation des mesures.....	92
5.4.2	Le spectroradiomètre TriOS.....	93
5.4.3	Comparaison des éclairagements descendants.....	93
5.4.4	Validation des réflectances marines.....	100
5.5	Conclusion.....	104
<b>Chapitre 6. Utilisation du réseau SIMBADA pour la validation des produits de niveau 2 du capteur spatial MERIS</b>		<b>107</b>
6.1	Introduction.....	108
6.2	Le capteur spatial MERIS.....	108
6.3	Localisation des mesures coïncidentes.....	109
6.4	Validation des réflectances marines.....	111
6.4.1	Exemples de scènes.....	111
6.4.2	Résultats de la comparaison.....	114
6.5	Validation des paramètres atmosphériques.....	121
6.6	Comparaison avec d'autres travaux de validation.....	125
6.7	Conclusion.....	128
<b>Conclusion</b>		<b>131</b>
Annexe 1. Précisions techniques et manipulateurs.....		135
Annexe 2. Vérification des observations spatiales (niveau L3b-daily) du capteur spatial SeaWiFS/OrbView-2 avec le réseau de radiomètres optiques SIMBAD.....		143
Annexe 3. MERIS in-flight vicarious radiometric calibration using SIMBADA in-situ radiometric measurements.....		147

Annexe 4. Utilisation du radiomètre optique SIMBADA pour la caractérisation de la sphère ayant servi à l'étalonnage au sol de POLDER2 à Tanegashima, Japon .....	155
Annexe 5. Preliminary validation of MERIS water products for Belgian coastal waters .....	163
Annexe 6. Aerosol retrieval from MERIS and ground-based radiometers in the German bight, turbid coastal waters .....	179
Bibliographie.....	185
Liste des notations .....	191
Liste des figures.....	194
Liste des tableaux .....	199

## INTRODUCTION

Il y a déjà plus d'un siècle, les scientifiques s'interrogeaient sur les origines du réchauffement de la planète [voir par exemple Arrhenius, 1896]. Or l'observation de la Terre est un domaine d'étude qui demande de pouvoir l'observer assez régulièrement et dans sa totalité, afin de comprendre les liens qui unissent les différents processus géophysiques impliqués. A l'époque, l'instrumentation utilisée était assez restreinte et les expéditions (qui étaient bien plus des expéditions que des campagnes de mesure) demandaient des moyens humains et financiers considérables. C'est pourquoi la spatialisation des capteurs destinés à l'observation de la Terre a été vécue comme une révolution technologique par la communauté scientifique, lui apportant ainsi une quantité impressionnante d'informations.

Les scientifiques ont très vite compris l'importance de l'océan et de ses constituants dans l'évolution des processus géophysiques, et c'est tout naturellement que dès les années 70, un capteur spatial a été lancé dans le but d'acquérir les toutes premières cartes mondiales de la couleur de l'océan [Hovis et al., 1980]. Le terme couleur de l'océan caractérise le signal optique reçu par la couche de surface de l'océan puis ré-émis vers l'espace. Les photons qu'il contient ont interagi avec les différents constituants de l'eau et sont donc utiles à l'étude de la composition de l'eau de mer.

La principale difficulté des observations spatiales de la couleur de l'océan réside dans le fait que l'atmosphère diffuse le rayonnement ré-émis par l'océan avant qu'il n'atteigne le détecteur (il diffuse également le rayonnement solaire incident avant qu'il ne pénètre dans la couche de surface de l'eau de mer), et brouille ainsi les informations contenues dans ce rayonnement. Une grande partie du travail consiste donc à caractériser la constitution atmosphérique, pour pouvoir en estimer la contribution au signal total capté par le détecteur spatial. Cette activité porte le nom de "correction atmosphérique", et est basée sur les observations de l'océan dans le rouge et le proche infra rouge (au-dessus de 740 nm), là où la plupart du temps (i.e. pour les eaux claires) le signal marin est insignifiant. On peut noter la subtilité de cette tâche, le signal recherché valant, dans le meilleur cas, 10% du signal total observé depuis l'espace (il peut atteindre 50% du signal total pour les eaux très turbides, mais dans ce cas, le signal marin dans le proche infrarouge n'est plus négligeable).

Comme toute tâche délicate, elle nécessite une vérification rigoureuse. Pour cela, il est d'usage de comparer les mesures spatiales caractéristiques des corrections atmosphériques avec un jeu de

mesures comparables réalisées localement au bas de l'atmosphère, appelées mesures in situ, dans des conditions géophysiques et atmosphériques aussi variées que possible. C'est dans ce cadre qu'a été développé au laboratoire un radiomètre optique de terrain, appelé SIMBADA, réalisant de telles mesures en mer, au-dessus de la surface depuis le pont d'un bateau. Grâce à deux gains électroniques, ce radiomètre réalise des mesures des paramètres atmosphériques (épaisseur optique en aérosols et coefficient d'Angström, décrivant le modèle d'aérosols) et marins (réflectance marine) nécessaires à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan. Les mesures in situ de la couleur de l'océan réalisées au-dessus de la surface sont assez récentes, et représentent une solution beaucoup moins coûteuse et demandant une logistique beaucoup plus légère que les plus anciennes techniques de mesures sous la surface. En revanche, elles doivent s'affranchir de la réflexion parasite de la luminance du ciel sur l'interface air/mer, qui est très intense par rapport au signal marin recherché. Le SIMBADA utilise la polarisation pour réduire de manière drastique cette réflexion parasite. Pour cela, l'opérateur doit respecter une certaine géométrie de visée assez simple à mettre à exécution : l'azimut relatif entre les directions solaire et de visée doit être d'environ  $\pm 135^\circ$  (soit à  $\pm 45^\circ$  de son ombre), et l'angle zénithal de visée doit être constamment balayé entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ . Cette géométrie présente l'avantage de viser la plupart du temps hors de la zone de glitter (réflexion directe du Soleil sur les facettes des vagues).

Après avoir introduit de manière un peu plus détaillée l'origine, les implications et les outils de la couleur de l'océan (Chapitre 1), nous rappellerons les notions (et notations) physiques utiles à son étude (Chapitre 2). Ensuite, nous mettrons en évidence l'importance des mesures in situ pour la validation des observations spatiales, nous expliquerons les principes des techniques de mesures in situ les plus courantes, et nous illustrerons nos propos par le travail de vérification des mesures du capteur spatial SeaWiFS/OrbView-2 (*Sea-viewing Wide Field of view Spectrometer*) réalisé avec les données du radiomètre optique SIMBAD (*Satellite Intercomparison for Marine Biology and Aerosol Determination*), version antécédente du SIMBADA (Chapitre 3). Puis, nous présenterons de manière détaillée cette deuxième version du radiomètre : concept instrumental et caractéristiques techniques, protocole de mesures, déploiement d'un réseau de vingt instruments, traitement des données, étalonnages, et enfin, présentation de la base de données de mesures in situ acquises pendant trois ans (Chapitre 4). Nous présenterons alors le résultat de trois travaux de comparaison entre le SIMBADA et d'autres instruments de terrain réalisant des mesures in situ de la couleur de l'océan : un radiomètre SPMR (*SeaWiFS Profiling Multichannel Radiometer*), réalisant des mesures d'éclaircissements descendants et de réflectances marines, un photomètre

solaire MicroTops, réalisant des mesures d'épaisseurs optiques en aérosols, et un radiomètre TriOS, réalisant des mesures d'éclairements descendants et de réflectances marines. Ces comparaisons ont été menées dans le but de qualifier la précision des mesures SIMBADA (Chapitre 4). Nous finirons alors ce manuscrit par la présentation du travail de vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan réalisées par le capteur spatial MERIS/ENVISAT à partir de la base de données de mesures SIMBADA. Nous comparerons alors les résultats de cette vérification avec les résultats d'autres vérifications :

- SIMBAD/SeaWiFS
- SIMBAD/POLDER
- SIMBADA/POLDER-2



## **CHAPITRE 1. INTRODUCTION A LA TELEDETECTION DE LA COULEUR DE L'OCEAN**

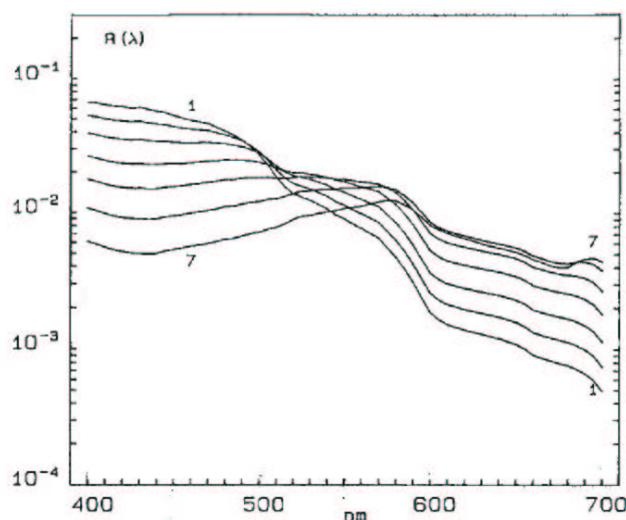
1.1	Introduction.....	6
1.2	Qu'est-ce que la couleur de l'océan ?.....	6
1.3	Quelles utilités ?.....	7
1.3.1	Le climat : interactions entre atmosphère et océan.....	7
1.3.2	Le phytoplancton et la chaîne alimentaire marine.....	10
1.4	Quels besoins ?.....	11
1.5	Quels outils ? .....	11

## 1.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons la télédétection de la couleur de l'océan, activité ayant pour but l'analyse de la composition de la couche supérieure de l'eau de mer à partir du signal optique ré-émis vers l'espace par celle-ci dans différentes longueurs d'onde (différentes couleurs). Nous commencerons par définir plus en détail ce qu'est la couleur de l'océan, puis nous présenterons successivement deux de ses utilités, les besoins auxquels elle répond, ainsi que les outils développés au fil du temps.

## 1.2 Qu'est-ce que la couleur de l'océan ?

Le plus souvent, l'eau de mer nous apparaît bleue. En effet, elle est très absorbante au-dessus de 700 nm et très diffusante dans l'ultraviolet [voir par exemple Hale et Query, 1973 ; Kou et al., 1993 ; Morel et Antoine, 1994 ; Pope et Fry, 1997], laissant ressortir majoritairement la composante bleue dans son spectre ré-émis vers l'espace. Mais, comme nous le verrons, l'eau de mer peut contenir bon nombre de constituants, tel que le phytoplancton, constitué d'organismes unicellulaires riches en pigments chlorophylliens. Ainsi, les eaux riches en phytoplancton ont une couleur verdâtre, car ces pigments absorbent le bleu et réfléchissent le vert. La figure 1-1 montre quelques spectres typiques du rapport d'éclaircements sous la surface (rapport du flux réfléchi au flux incident) pour différentes valeurs de la concentration en pigments chlorophylliens (notée [Chl]), variant de 0.03 à 30 mg/m<sup>3</sup> [Morel, 1988].



**Figure 1-1.** Spectre du rapport d'éclaircements,  $R(\lambda)$ , pour diverses concentrations en pigments chlorophylliens, variant de 0.03 mg.m<sup>-3</sup> (courbe n°1) à 30 mg.m<sup>-3</sup> (courbe n°7) [Morel, 1988].

L'eau de mer peut également contenir d'autres constituants, telles que des particules en suspension et/ou de la matière organique dissoute (surtout près des côtes), et sa couleur en sera à nouveau affectée. Le terme "couleur de l'océan" désigne le signal optique rétrodiffusé par la couche superficielle de l'eau de mer. Son étude (intensité, variation spectrale, etc...) a pour but d'estimer la concentration des différents constituants qu'elle renferme. La télédétection de la couleur de l'océan est l'étude de ce signal, mesuré avec des capteurs optiques par opposition aux techniques de prélèvement d'échantillons d'eau de mer (par exemple), avec lesquelles l'étude de la couleur de l'océan se fait par filtration de ces échantillons, suivie d'une analyse chimique, spectrométrique, etc....

### 1.3 Quelles utilités ?

L'analyse de la composition de l'eau des océans constitue une base d'étude de bon nombre de phénomènes physiques, que ce soit à l'échelle locale ou mondiale. Nous allons décrire ici deux processus majeurs étroitement liés à l'étude de la couleur de l'océan : l'évolution du climat de la planète et l'estimation de la concentration océanique en phytoplancton, base de la chaîne alimentaire marine.

#### 1.3.1 Le climat : interactions entre atmosphère et océan

Le climat n'aura jamais autant été un centre d'intérêt que de nos jours. La contribution anthropique au réchauffement global terrestre est au cœur d'une polémique mondiale, et la communauté scientifique tente depuis longtemps de modéliser l'évolution du climat afin de quantifier cette contribution [voir par ex. Arrhenius, 1896 ; Mitchell, 1989]. Nous allons décrire ici les principaux mécanismes régissant l'évolution du climat, notamment les processus atmosphériques, ainsi que le rôle primordial de l'océan.

L'atmosphère est l'enveloppe qui entoure notre planète. Elle contient 78% d'azote, 21% d'oxygène, et 1% d'autres constituants (gazeux ou non : vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane, poussières, ...). Ceux-ci, quoique présents en moindres proportions, peuvent jouer un rôle important pour le climat. C'est le cas notamment des aérosols, constitués de particules micrométriques, solides ou liquides, minérales ou organiques, en suspension dans l'air, provenant par exemple des sols nus, de l'évaporation des embruns, des rejets industriels et anthropiques.

Chaque année, environ trois milliards de tonnes d'aérosols sont injectés dans l'atmosphère, par le biais de processus naturels (90%) et anthropiques (10%) [Lenoble, 1993 ; d'Almeida et al., 1991].

Ils jouent plusieurs rôles dans l'évolution climatique :

- ils absorbent, diffusent ou réfléchissent le rayonnement émis par le Soleil ;
- ils servent de noyaux de condensation et participent à la formation des gouttes de pluies dans certaines conditions ;
- des réactions chimiques pouvant avoir lieu à leur surface favorisent dans certains cas la formation ou la destruction de composés qui ont eux-mêmes un impact climatique. C'est le cas, par exemple, lors de la destruction d'ozone stratosphérique durant les hivers polaires, créant ainsi le "trou d'ozone".

Tenter de modéliser le climat du mieux possible nécessite la connaissance non seulement de la quantité, mais aussi la nature de ces aérosols. C'est une tâche difficile, car non seulement il existe de nombreux modèles d'aérosols [voir par ex. WMO, 1986 ; Gordon et Wang, 1994], décrivant leur distribution en taille, leur nature chimique, leur humidité, etc..., mais leur distribution est également très variable dans l'espace et dans le temps. Il est beaucoup plus facile de modéliser la contribution moléculaire (de l'azote et de l'oxygène) au signal satellitaire, dont la quantité, directement proportionnelle à la pression atmosphérique au bas de l'atmosphère, ainsi que la nature sont bien connues [Gordon et al., 1988(a)].

Les constituants atmosphériques jouent donc un rôle essentiel dans l'évolution climatique terrestre, de par leur interaction avec le rayonnement solaire. Mais une autre contribution climatique, de dynamique beaucoup plus lente mais non moins importante, vient de l'océan. Celui-ci représente 97% de l'eau disponible sur Terre, couvre environ 71% de sa surface, et contient environ  $1.3 \times 10^{18}$  m<sup>3</sup> d'eau. D'une profondeur moyenne de 3800 m, soit 1/1700<sup>e</sup> du rayon terrestre, il constitue une couche mince d'eau recouvrant la planète. Sa masse est 300 fois supérieure à celle de l'atmosphère, et sa chaleur spécifique (capacité à stocker la chaleur) est quatre fois supérieure à celle de l'atmosphère. L'océan est donc un énorme réservoir de chaleur, stockant 1200 fois plus de chaleur que l'atmosphère (les premiers mètres d'eau de mer peuvent stocker autant de chaleur que la totalité de la colonne d'air située au-dessus). Sa surface est une énorme zone d'échange de gaz (essentiellement du dioxyde de carbone, mais aussi du méthane et du soufre) et d'énergie calorifique et mécanique entre l'eau et l'atmosphère.

Quatre facteurs mettent l'océan en mouvements :

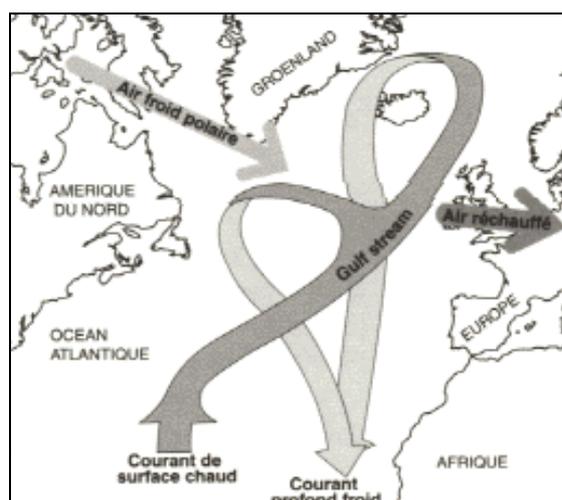
- la rotation de la Terre ;
- le vent ;
- le rayonnement solaire ;
- l'attraction combinée de la Lune, du Soleil et de la gravité terrestre.

Leurs contributions, fortement influencées par la stratification du fluide, créent différents types de mouvements :

- les vagues et marées ;
- les tourbillons ;
- les courants surfaciques ;
- les courants profonds.

Ces mouvements océaniques jouent un rôle majeur dans l'évolution du climat terrestre. Le plus important d'entre eux, reliant les courants de surface et les courants profonds, est appelé la circulation thermohaline : c'est la circulation océanique à l'échelle mondiale, liée à la température et à la salinité (donc à la densité) des masses d'eau. Grossièrement, ce phénomène thermodynamique permet de faire circuler la chaleur qu'a emmagasiné l'océan au niveau des tropiques (là où le rayonnement solaire est le plus intense) vers les zones de hautes latitudes. Dans ces régions, l'eau devient plus salée et plus froide, et est donc capable d'absorber plus de dioxyde de carbone ; sa densité augmente, et elle plonge. De telles régions sont appelées zones de formation d'eau profonde. Au fond de l'océan, la masse d'eau froide migre vers les tropiques où elle est réchauffée, puis remonte en surface, où elle se refroidit en migrant vers les hautes latitudes, etc.... Le circuit d'une molécule d'eau dans ce tapis roulant océanique est estimé à environ mille ans.

La principale zone de formation d'eau profonde de l'hémisphère Nord est située en Mer de Norvège. La masse d'eau qui y arrive vient du large des côtes de Floride et est remontée par le Gulf Stream vers le nord-est, comme le montre la figure 1-2.



**Figure 1-2.** La circulation thermohaline : formation d'eau profonde en Mer de Norvège (tiré de [http://www.rac-f.org/article.php3?id\\_article=303](http://www.rac-f.org/article.php3?id_article=303)).

L'étude de ces courants et de leurs conséquences est de première importance pour la modélisation du cycle du carbone mondial (donc aussi du climat). En effet, le carbone atmosphérique est absorbé par l'océan par dissolution dans l'eau, transporté par les courants, peut être assimilé par les algues et le phytoplancton, puis précipité et sédimenté au fond des océans, ou ré-émis vers l'atmosphère.

### 1.3.2 Le phytoplancton et la chaîne alimentaire marine

L'océan a vu naître la vie sur Terre, et sert encore aujourd'hui d'habitat à bon nombre d'espèces vivantes, des plus petites (bactéries) aux plus grandes (baleines). A la base de la chaîne alimentaire marine, il y a le phytoplancton, constitué d'algues microscopiques et unicellulaires, en suspension dans l'eau (de *planctos* : errant). C'est un organisme autotrophe, c'est à dire capable de se développer en utilisant uniquement des matières minérales (le phytoplancton n'est autotrophe que vis-à-vis du carbone minéral). Il contient de la chlorophylle qu'il utilise pour transformer le dioxyde de carbone contenu dans l'eau de mer en matière organique (matière à base de carbone, d'oxygène, d'azote et d'hydrogène qu'il est capable d'assimiler), grâce à l'énergie solaire. C'est un processus appelé photosynthèse. Le phytoplancton se situe dans les 200 premiers mètres de la couche océanique, là où le rayonnement solaire est suffisant pour la photosynthèse (dans la couche dite euphotique).

Au-delà de son rôle dans la chaîne alimentaire, l'intérêt que représente le phytoplancton est double. Premièrement, il renseigne sur les courants marins qui lui fournissent les nutriments nécessaires à son développement, et deuxièmement, comme nous l'avons précisé dans la section précédente, il influence fortement le cycle du carbone atmosphérique : non seulement il sert de puits à carbone lorsqu'il l'assimile par photosynthèse, mais encore, en mourant, il peut soit libérer de nouveau le carbone qu'il contient (des bactéries peuvent le re-minéraliser par respiration), soit l'emmener au fond de l'océan et le sédimer avec lui (et ainsi constituer une part du stock de combustible fossile). Il est donc intéressant de pouvoir localiser les masses phytoplanctoniques et leur évolution temporelle, a fortiori au niveau mondial.

#### **1.4 Quels besoins ?**

Les processus introduits dans la section précédente se produisent à l'échelle mondiale. Leur étude nécessite donc l'observation globale de la surface terrestre. De plus, les périodes de répétition de ces processus varient de quelques jours (blooms phytoplanctoniques [Brown et Yoder, 1994]) à quelques décennies (augmentation de la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique), voire quelques siècles ou millénaires (courants marins, sédimentation). Les deuxième et troisième impératifs à respecter sont donc une durée d'étude longue (quelques années, voire quelques décennies) et de période d'échantillonnage courte (typiquement de l'ordre de la journée).

#### **1.5 Quels outils ?**

Les premières tentatives d'observation de la Terre datent du milieu du XIX<sup>e</sup> siècle (premières photographies réalisées depuis un ballon). Plus spécifiquement, l'océanographie est une science jeune, qui ne s'est véritablement développée qu'à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, avec la première campagne océanographique anglaise du "HMS Challenger", de 1872 à 1876. Ce navire parcourut pendant ces quatre années près de 130000 km sur tous les océans du globe, avec à son bord un tube de carottage, une drague et des bouteilles de prélèvements d'eaux. Il ramena un nombre important d'échantillons et de données physiques ; des cartes bathymétriques sommaires furent dressées ; les premiers sédiments profonds furent récoltés et des nodules poly-métalliques furent découverts au Sud Ouest des Canaries.

L'océanographie contemporaine a vu le jour en 1920 lors des voyages du navire allemand "Meteor", le premier à être équipé d'un écho sondeur. Les premières cartes précises du relief sous-marin ont alors été établies.

Par la suite, le développement de la télédétection a permis de mettre au point des capteurs optiques (visible et infrarouge) et radars embarqués sur des avions, permettant de réaliser les mesures à distance, donc avec une meilleure couverture, en moins de temps, et avec une meilleure efficacité (un avion étant plus rapide qu'un bateau, il peut choisir ses zones d'acquisition de mesures plus facilement).

Mais une véritable révolution est arrivée avec l'observation de la Terre depuis l'espace. En effet, des capteurs embarqués sur satellite (à orbite polaire) observent la quasi-totalité de la surface terrestre, y compris les zones inaccessibles à l'Homme, avec une période de quelques jours en général, et pour une durée de quelques années par instrument. La Terre est ainsi observée depuis l'espace depuis plus de trente ans. C'est en 1972 que la télédétection a vraiment pris son essor, avec le lancement du satellite LANDSAT-1, dédié aux ressources naturelles. Le premier capteur dédié à la télédétection de la couleur de l'océan est l'instrument CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) embarqué sur la plate-forme Nimbus-7 [Hovis et al., 1980], en service de 1978 à 1986. Cet instrument a permis d'établir les premières cartes mondiales de la couleur de l'océan. Depuis, d'autres instruments, plus perfectionnés, ont été lancés. Citons par exemple :

- POLDER (*POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance*) [Deschamps et al., 1994], ainsi que OCTS (*Ocean Color and Temperature Scanner*) [voir le site web <http://www.eorc.nasda.go.jp/ADEOS/>], tous deux embarqués sur la plate-forme ADEOS (*ADvanced Earth Observing System*; novembre 1996 - juin 1997) ;
- SeaWiFS (*Sea Wild Field of View Spectrometer*) [Hooker et Essaias, 1993], embarqué sur la plate-forme OrbView-2 (août 1997 - présentement) ;
- MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectrometer*) [Salomonson et al., 1989], embarqué sur la plate-forme Terra (décembre 1999 - présentement) et Aqua (cf. ci-dessous) ;
- Aqua (voir le site web <http://aqua.nasa.gov>) (mai 2002 - présentement) ;
- MERIS (*MEduim Resolution Imaging Spectrometer*) [Rast et Bézy, 1995], embarqué sur la plate-forme ENVISAT (mars 2002 - présentement) ;
- POLDER-2 et GLI (*GLobal Imager*) [Nakajima et al., 1999], tous deux embarqués sur la plate-forme ADEOS-2 (décembre 2002 - présentement ; POLDER-2 a cessé d'émettre depuis novembre 2003).

Notons enfin que l'observation de la Terre depuis l'espace génère des flots de données très importants, et nécessite donc des moyens informatiques de plus en plus performants.



## CHAPITRE 2. DEFINITIONS ET NOTATIONS

2.1	Introduction.....	16
2.2	Photométrie .....	16
2.3	Optique atmosphérique.....	17
2.3.1	Angles utilisés .....	17
2.3.2	Eclairement total, direct et diffus au bas de l'atmosphère .....	18
2.3.3	Luminances réfléchie et normalisée, réflectances bidirectionnelle et de surface.....	19
2.3.4	Albédo plan et albédo sphérique .....	20
2.3.5	Absorption et diffusion d'un milieu .....	20
2.3.6	Composition du signal .....	23

## 2.1 Introduction

Nous allons définir ici les grandeurs rencontrées en télédétection de la couleur de l'océan. Nous commencerons par des grandeurs photométriques, i.e., relatives à la détection d'une onde par un détecteur optique en règle générale, puis nous continuerons par des grandeurs plus spécifiques à l'optique atmosphérique (dans le cadre du système océan - atmosphère et de la télédétection spatiale). Enfin, nous préciserons quelques définitions relatives à l'eau de mer.

Dans cette section, ainsi que dans le reste du manuscrit, les grandeurs considérées sont souvent monochromatiques. Pour plus de clarté, l'indice spectral est le plus souvent omis.

## 2.2 Photométrie

Soit une onde électromagnétique d'énergie  $Q$ , exprimée par le vecteur de Poynting, en Joules par nanomètre ( $J \cdot nm^{-1}$ ). On définit les grandeurs énergétiques suivantes :

- le flux d'énergie, noté  $\Phi$ , exprimé en Watts par nanomètre ( $W \cdot nm^{-1}$ ), qui est l'énergie reçue, émise ou transportée par unité de temps,

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (2-1)$$

c'est le flux du vecteur de Poynting, qui ne renseigne ni sur la répartition directionnelle de l'onde, ni sur sa répartition superficielle ;

- la densité de flux d'énergie, notée  $F$ , souvent appelée flux par abus de langage, exprimée en Watts par mètre carré par nanomètre ( $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$ ), qui est le flux traversant une surface unité  $dS$ ,

$$F = \frac{d\Phi}{dS} \quad (2-2)$$

- la luminance, notée  $L$ , exprimée en Watts par mètre carré par nanomètre par stéradian ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot nm^{-1}$ ), définie par

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\omega \cdot dS \cdot \cos(\theta)} = \frac{dF}{d\omega \cdot \cos(\theta)} \quad (2-3)$$

où  $d^2\Phi$  est le flux d'énergie élémentaire traversant une surface unité  $dS$ , dans un angle solide élémentaire  $d\omega$  autour d'une direction  $\theta$ . C'est une caractéristique fondamentale d'une onde électromagnétique, permettant de la décrire complètement (hors polarisation).

Connaissant la luminance  $L(\theta)$  associée à un champ de rayonnement, on peut exprimer la densité de flux  $\Delta F$  traversant une surface  $dS$  sous un angle  $\theta$  pour un pinceau déterminé d'angle solide  $\Delta\omega$  :

$$\Delta F = \iint_{\Delta\omega} L(\theta) \cdot \cos(\theta) \cdot d\omega \quad (2-4)$$

Ainsi la densité de flux  $F$  reçue par un détecteur plan est définie par

$$F = \iint_{1/2\text{espace\_supérieur}} L(\theta) \cdot \cos(\theta) \cdot d\omega \quad (2-5)$$

Et dans le cas particulier d'un rayonnement isotrope, i.e., de luminance indépendante de la direction, on a

$$F = \pi \cdot L \quad (2-6)$$

## 2.3 Optique atmosphérique

### 2.3.1 Angles utilisés

Avant toute chose, il est utile de définir les angles utilisés dans les problèmes atmosphériques, afin de préciser la convention adoptée. Soient donc un point M de la surface terrestre, ainsi que la normale à la surface en M,  $\vec{Oz}$ . On définit par rapport à cette normale ainsi que par rapport à deux directions (arbitraires) horizontales et orthogonales entre elles,  $\vec{Ox}$  et  $\vec{Oy}$ , les angles suivants, tels qu'explicités sur la figure 2-1 :

- $\theta_s$  l'angle zénithal solaire ;
- $\varphi_s$  l'angle azimutal solaire ;
- $\theta_v$  l'angle zénithal de visée ;
- $\varphi_v$  l'angle azimutal de visée.

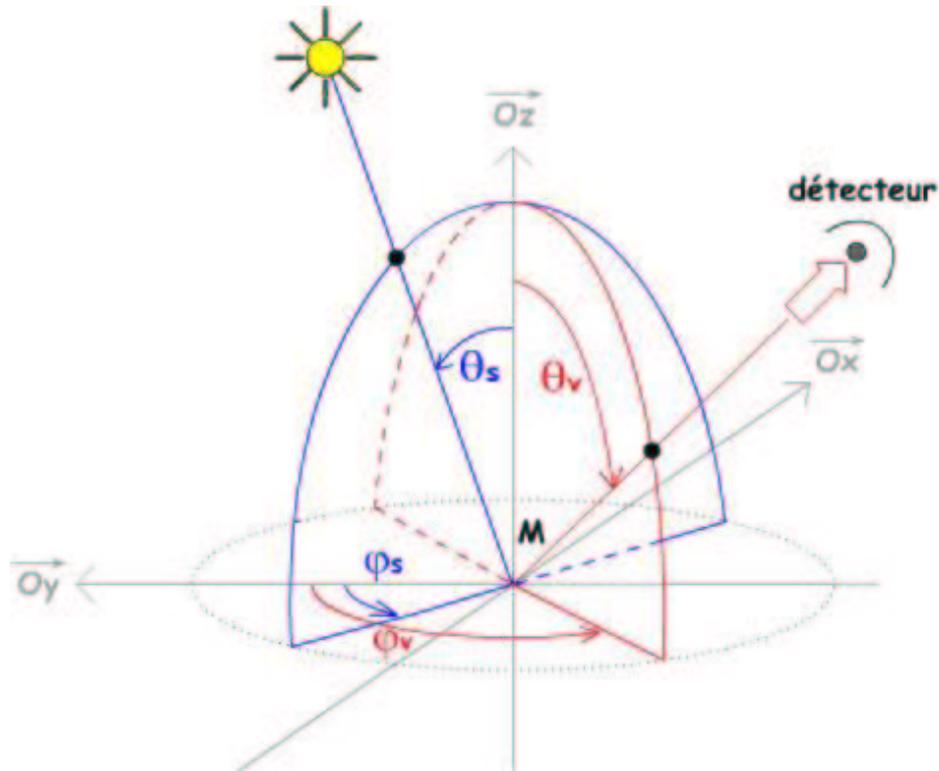


Figure 2-1. Définition des angles zénithaux et azimutaux de la direction solaire et de la direction de visée.

L'azimut relatif entre les directions de propagation et d'observation,  $\varphi$ , est défini par

$$\varphi = \pi - (\varphi_v - \varphi_s) \quad (2-7)$$

Avec cette convention, lorsqu'un opérateur vise une cible avec le Soleil dans le dos, l'azimut relatif est de  $180^\circ$ .

### 2.3.2 Éclairement total, direct et diffus au bas de l'atmosphère

Dans le domaine de la télédétection de la surface de la Terre, la source lumineuse est le plus souvent matérialisée par le Soleil, et les cibles par la surface terrestre, l'atmosphère, les nuages, les aérosols, la végétation, etc.... La densité de flux,  $F$ , est donc reçue par la cible. Dans ce cas, elle est appelée éclairement, et est notée  $E$ .

Soit un élément de surface  $dS$ , placé horizontalement au sommet de l'atmosphère. Celui-ci est alors soumis à l'éclairement solaire hors atmosphère  $E_{so}$  (également noté TOA, pour *Top Of Atmosphere*) [Neckel et Labs, 1984], dans une direction d'incidence  $\theta_s$  par rapport à la verticale.

L'éclairement  $E_o(\theta_s)$  (l'indice  $o$  réfère toujours à une grandeur hors atmosphère), reçu par  $dS$ , s'écrit alors

$$E_o(\theta_s) = E_{so} \cdot \cos(\theta_s) \quad (2-8)$$

Si maintenant cet élément de surface est déplacé au bas de l'atmosphère, le rayonnement solaire aura interagi avec l'atmosphère avant d'atteindre cette cible. L'éclairement reçu par l'élément de surface s'écrit alors

$$E(\theta_s, \varphi_s) = E_{dir}(\theta_s, \varphi_s) + E_{dif}(\theta_s, \varphi_s) \quad (2-9)$$

où  $E_{dir}(\theta_s, \varphi_s)$  est l'éclairement  $E_o(\theta_s)$  transmis de manière directe au bas de l'atmosphère, c'est à dire atténué par la transmission directe atmosphérique, notée  $t_{atm}^{dir}(\theta_s, \varphi_s)$ , et  $E_{dif}(\theta_s, \varphi_s)$  est le même éclairement  $E_o(\theta_s)$  transmis de manière diffuse au bas de l'atmosphère. Dans ce dernier cas, les photons n'ayant pas atteint  $dS$  de manière directe on subi des changements de trajectoire avant d'atteindre  $dS$ . C'est la contribution de la transmission diffuse atmosphérique, notée  $t_{atm}^{dif}(\theta_s, \varphi_s)$ . L'équation (2-9) peut alors se ré-écrire de la façon suivante :

$$E(\theta_s, \varphi_s) = t_{atm}^{dir}(\theta_s, \varphi_s) \cdot E_o(\theta_s) + t_{atm}^{dif}(\theta_s, \varphi_s) \cdot E_o(\theta_s) = t_{atm}^{tot}(\theta_s, \varphi_s) \cdot E_o(\theta_s) \quad (2-10)$$

où

$$t_{atm}^{tot}(\theta_s, \varphi_s) = t_{atm}^{dir}(\theta_s, \varphi_s) + t_{atm}^{dif}(\theta_s, \varphi_s) \quad (2-11)$$

est la transmission atmosphérique totale.

### 2.3.3 Luminances réfléchie et normalisée, réflectances bidirectionnelle et de surface

Supposons que le rayonnement atteignant un élément de surface  $dS$  soit réfléchi, et que dans la direction d'observation  $(\theta_v, \varphi_v)$ , on observe la luminance réfléchie  $L(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ . On définit la réflectance bidirectionnelle hors atmosphère, notée  $\rho_o(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ , sans unité, par

$$\rho_o(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\pi \cdot L(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{\cos(\theta_s) \cdot E_{so}} \quad (2-12)$$

De façon similaire, on définit la réflectance bidirectionnelle de surface (de la cible), notée  $\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ , également sans unité, par

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\pi \cdot L(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{\cos(\theta_s) \cdot E(\theta_s, \varphi_s)} = \frac{\pi \cdot L(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{\cos(\theta_s) \cdot I_{atm}^{tot}(\theta_s, \varphi_s) \cdot E_{so}} \quad (2-13)$$

Enfin, une cible est qualifiée de cible lambertienne si la luminance qu'elle réfléchit est indépendante de la direction d'observation ; sa réflectance est donc constante pour toute direction d'observation  $(\theta_v, \varphi)$ .

### 2.3.4 Albédo plan et albédo sphérique

Soient une surface  $dS$ , un flux  $dF_i$  incident sous une direction  $\Theta$  éclairant la surface  $dS$ , et le flux  $dF_r$  réfléchi par  $dS$ . Notons que la réflexion du flux  $dF_i$  sur la surface  $dS$  peut avoir lieu de manière directe, ou spéculaire (et suit alors la loi de Fresnel), et de manière diffuse, car il existe une pénétration du rayonnement dans le milieu (diffusant) situé sous la surface, puis diffusion par ce milieu, et enfin ré-émission vers le demi-espace situé au-dessus de la surface. Le rapport du flux réfléchi au flux incident,  $dF_r/dF_i$  exprimant la probabilité pour un photon incident d'être réfléchi par la surface, définira l'albédo du système. On définit alors l'albédo plan, noté  $a(\Theta)$ , dans le cas d'un faisceau incident parallèle, et qui ne dépend que de l'angle d'incidence  $\Theta$  du faisceau.

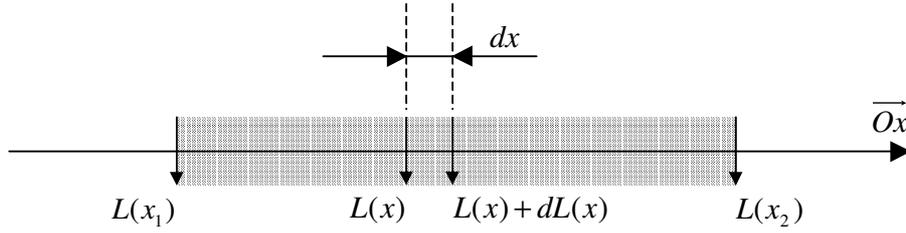
Dans le cas d'un faisceau incident diffus et isotrope, si l'on connaît l'albédo plan  $a(\Theta)$  pour toute direction  $\Theta$ , on peut considérer le flux reçu comme une superposition de faisceaux élémentaires incidents quasi parallèles. Dans ce cas, on définit l'albédo sphérique du système, noté  $s$ , par

$$s = \iint_{\frac{1}{2}espace} a(\Theta) \cdot d\omega = \int_0^{\pi/2} a(\Theta) \cdot \cos(\Theta) \cdot \sin(\Theta) \cdot d\Theta \quad (2-14)$$

### 2.3.5 Absorption et diffusion d'un milieu

Considérons la propagation d'une onde caractérisée par la luminance  $L(x)$ , le long d'un trajet dans une direction  $\vec{Ox}$  à travers un milieu d'épaisseur  $\Delta x = x_2 - x_1$  (cf. figure 1-5). Lors de la traversée dans la direction  $\vec{Ox}$  d'une couche élémentaire d'épaisseur  $dx$  au point  $x$ , les photons de l'onde incidente vont subir des pertes, de telle sorte que la luminance de l'onde aura subi une variation  $dL(x)$ . On définit alors le coefficient d'extinction,  $c(x)$ , exprimé en  $m^{-1}$ , par

$$dL(x) = -c(x) \cdot L(x) \cdot dx \quad (2-15)$$



**Figure 2-2.** Variation de la luminance  $L(x)$  d'une onde lors de la traversée d'une couche d'épaisseur  $\Delta x$ .

L'intégration de l'équation (2-15) permet d'exprimer la luminance caractérisant l'onde à la sortie de la couche,  $L(x_2)$  :

$$L(x_2) = L(x_1) \cdot e^{-\int_{x_1}^{x_2} \sigma^e(x) dx} \quad (2-16)$$

L'épaisseur optique totale de la couche matérielle,  $\tau_t$ , sans unité, est alors définie par

$$\tau_t = \int_{x_1}^{x_2} c(x) \cdot dx \quad (2-17)$$

et la transmission totale,  $t_t$ , également sans unité, est définie par

$$t_t = e^{-\tau_t} \quad (2-18)$$

Dans le cas spécifique où la couche matérielle est l'atmosphère, le coefficient d'extinction atmosphérique,  $c_{am}$ , ne dépend que de l'altitude,  $z$ . Supposons que le soleil éclaire l'atmosphère sous une incidence faisant un angle  $\theta$  avec la verticale. La transmission totale atmosphérique définie par l'équation (2-11), déduite de l'épaisseur optique atmosphérique totale  $\tau_{am}^{tot}$ , s'exprime selon

$$t_{am}^{tot} = e^{-\int_{z=0}^{z=\infty} c_{am}(z) (dz/\mu)} = e^{-\tau_{am}^{tot}/\mu} \quad (2-19)$$

où

$$\mu = \cos(\theta) \quad (2-20)$$

Il est temps de distinguer deux phénomènes qui matérialisent la perte des photons lors du trajet d'une onde : l'absorption simple des photons par la matière et la diffusion des photons dans

d'autres directions. Dans le cas de l'atmosphère, on distingue également les contributions distinctes des molécules et des aérosols à l'absorption et à la diffusion. On décrira ainsi la variation de luminance  $dL$  de la même manière que dans l'équation (2-15) par

- le coefficient de diffusion moléculaire,  $b_m(z)$  ;
- le coefficient de diffusion des aérosols,  $b_p(z)$  ;
- le coefficient d'absorption moléculaire,  $a_m(z)$  ;
- le coefficient d'absorption des aérosols,  $a_p(z)$ ,

tous exprimés en  $m^{-1}$ . Les indices m et p réfèreront dans la suite de ce manuscrit aux molécules et aux aérosols respectivement. Le coefficient d'extinction totale est la somme de ces quatre coefficients. Les épaisseurs optiques correspondantes aux différentes contributions sont définies respectivement par

$$\tau_m^d = \int_{z=0}^{z=\infty} b_m(z) \cdot dz \quad (2-21)$$

$$\tau_p^d = \int_{z=0}^{z=\infty} b_p(z) \cdot dz \quad (2-22)$$

$$\tau_m^a = \int_{z=0}^{z=\infty} a_m(z) \cdot dz \quad (2-23)$$

$$\tau_p^a = \int_{z=0}^{z=\infty} a_p(z) \cdot dz \quad (2-24)$$

On définit alors l'albédo pour une diffusion des aérosols,  $\omega_0$ , par

$$\omega_0 = \frac{b_p}{b_p + a_p} = \frac{\tau_p^d}{\tau_p} \quad (2-25)$$

où on a introduit l'épaisseur optique totale des aérosols,  $\tau_p$ , définie par

$$\tau_p = \tau_p^d + \tau_p^a \quad (2-26)$$

L'albédo pour une diffusion des aérosols tend vers 1 dans un milieu conservatif, c'est à dire un milieu pour lequel il n'y a que de la diffusion et pas d'absorption ; il tend vers 0 pour un milieu essentiellement absorbant. Il traduit la part de diffusion dans l'extinction totale.

Enfin, pour décrire l'interaction d'un rayonnement avec un milieu diffusant, on introduit la fonction de diffusion, notée  $f(\Theta)$ , exprimée en  $\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ , exprimant l'intensité diffusée dans un angle solide élémentaire  $d\omega$  autour de la direction de diffusion  $\Theta$ , reliée au coefficient de diffusion du milieu  $b$  par :

$$b = \iint_{4\pi} f(\Theta) \cdot d\omega \quad (2-27)$$

Cette fonction étant dépendante de la densité du milieu, il est d'usage de la normaliser en introduisant la fonction de phase, notée  $p(\Theta)$ , sans unité, définie par :

$$p(\Theta) = 4\pi \cdot \frac{f(\Theta)}{b} \quad (2-28)$$

Cette fonction décrit la probabilité pour un photon incident sur le milieu d'être diffusé dans la direction  $\Theta$ .

### 2.3.6 Composition du signal

On considère ici un capteur placé au sommet de l'atmosphère, visant la surface de l'océan. Bien que le signal recherché soit la réflectance marine,  $\rho_w$ , le signal détecté,  $\rho$ , est la somme de différentes contributions :

$$\rho = \rho_{atm} + \rho_s \quad (2-29)$$

où  $\rho_{atm}$  et  $\rho_s$  sont respectivement la réflectance atmosphérique et la réflectance de surface. La figure 2-3 illustre et détaille les différentes contributions composant ces réflectances. Sur cette figure, on distingue

- les trois contributions atmosphériques :  $\rho_m$  est la réflectance des molécules [Gordon et al., 1988(a)],  $\rho_p$  est la réflectance des aérosols [Shettle et Fenn, 1979], et  $C_{pm}$  est un terme de couplage entre les deux [Deschamps et al., 1983]. Ce terme caractérise le trajet d'un photon qui interagit avec les molécules et les aérosols au moins une fois ;
- les trois contributions de la surface :  $\rho_w$  est la réflectance marine [Morel, 1988 ; Gordon et al., 1988(a)],  $\rho_e$  est la réflectance de l'écume [Fougnie et Deschamps, 1997], et  $\rho_g$  est la réflectance appelée glitter, due à la réflexion directe du Soleil sur l'interface air/mer [Cox et Munck, 1954]. Il existe également un terme de couplage entre ces contributions, un terme

correspondant à la réflexion de la luminance du ciel sur l'interface air/mer, ainsi qu'un terme de couplage entre les réflectances de surface et les réflectances atmosphériques, non représentés sur la figure pour plus de clarté.

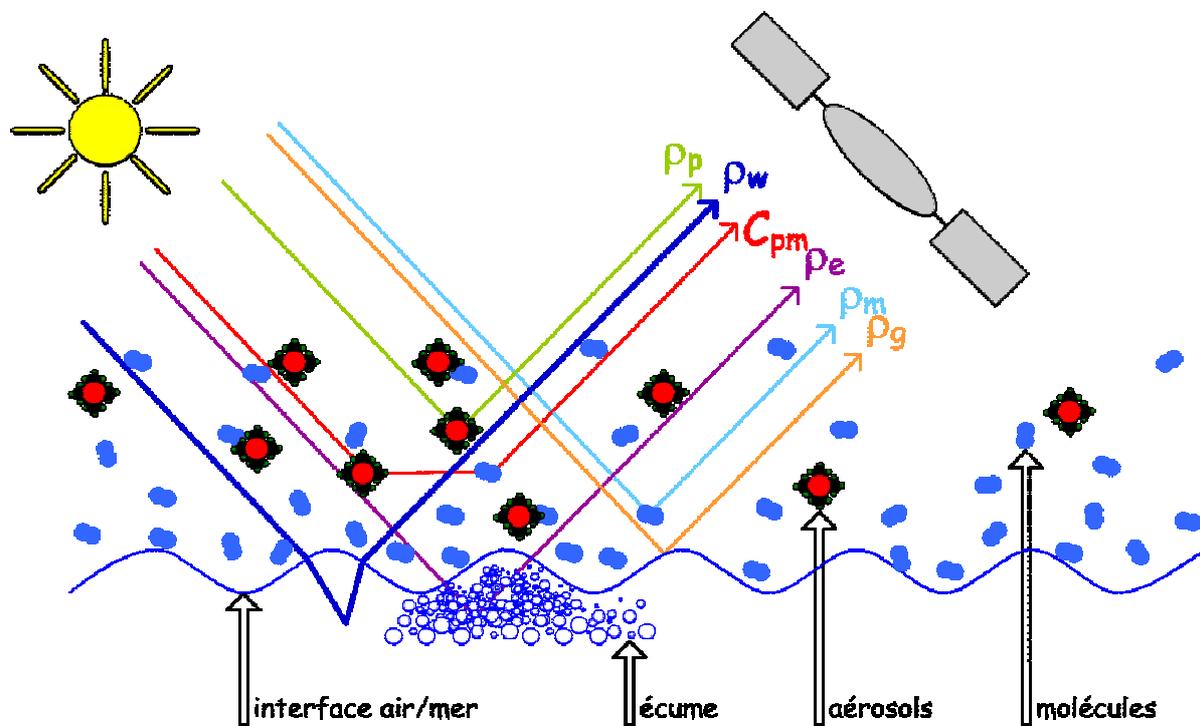


Figure 2-3. Composition du signal détecté par un capteur spatial.

## **CHAPITRE 3. VALIDATION DES OBSERVATIONS SPATIALES DE LA COULEUR DE L'OCEAN A L'AIDE DE MESURES IN SITU**

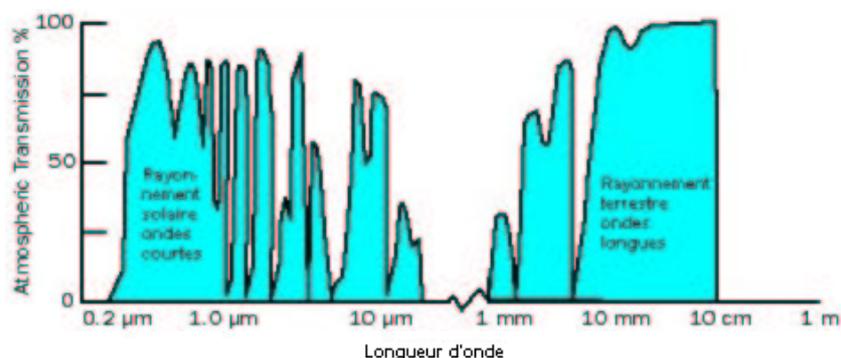
3.1	Introduction.....	26
3.2	Problématique (corrections atmosphériques) .....	26
3.3	Paramètres nécessaires à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'eau .....	28
3.4	Les techniques de mesure in situ de la couleur de l'océan .....	28
3.4.1	Les mesures réalisées sous la surface .....	28
3.4.2	Les mesures réalisées au-dessus de la surface .....	31
3.4.2.1	Les mesures réalisées sans polarisation .....	31
3.4.2.2	Les mesures réalisées avec polarisation.....	32
3.5	Conclusion .....	33

### 3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons justifier la nécessité de vérifier les mesures de la couleur de l'océan réalisées depuis l'espace, notamment à l'aide de mesures in situ. Nous définirons dans un premier temps la problématique imposée par une observation spatiale de la couleur de l'eau. Ensuite, nous en déduirons le jeu de paramètres indispensables à la vérification, ainsi que les méthodes utilisées pour les mesurer (à savoir les différentes techniques de mesure in situ de la couleur de l'océan). Nous illustrerons enfin par un exemple de vérification des mesures de la couleur de l'océan réalisées par le capteur spatial SeaWiFS/OrbView-2 à l'aide de mesures in situ réalisées avec le radiomètre optique de terrain SIMBAD [Deschamps et al., 2004].

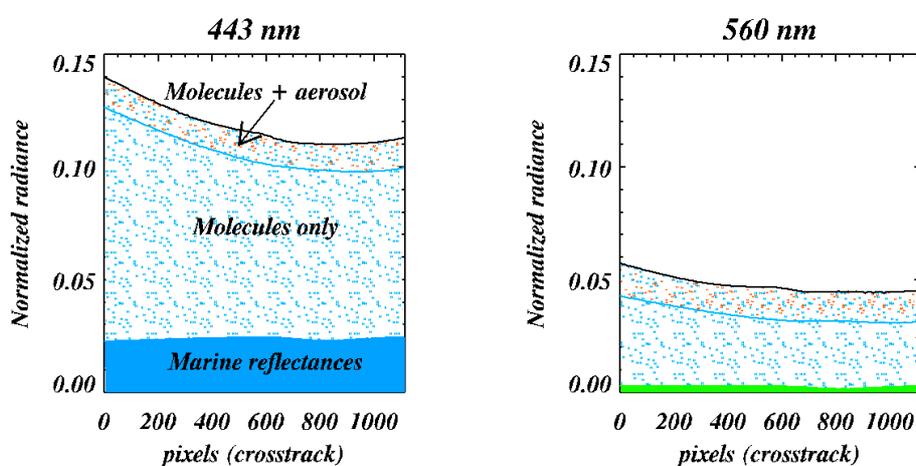
### 3.2 Problématique (corrections atmosphériques)

Les capteurs embarqués sur satellite se trouvant au-dessus de l'atmosphère, ils doivent observer la surface terrestre à travers cet écran diffusant. L'observation de la couleur de l'océan depuis l'espace repose donc sur la mesure de photons solaires ayant traversé l'atmosphère une première fois (directement ou indirectement), interagi avec la couche superficielle de l'océan, puis retraversé à nouveau l'atmosphère avant d'atteindre le capteur spatial. Ceci restreint l'étude en termes de gamme spectrale aux deux fenêtres optiques<sup>1</sup> que présente l'atmosphère, c'est à dire dans les longueurs d'onde pour lesquelles la transmission atmosphérique est la plus importante (cf. figure 3-1). Dans le domaine de la couleur de l'océan, le rayonnement utilisé se situe dans la fenêtre visible, entre 400 et 900 nm.



**Figure 3-1.** Spectre de la transmission atmosphérique.  
(tiré de <http://www.eumetsat.de/fr/area2/cgms/im2-12.htm>).

Cependant, dans les fenêtres atmosphériques, la contribution de l'atmosphère est loin d'être négligeable, et parasite inévitablement le signal marin lorsque celui-ci parvient au capteur spatial. Cette perturbation a notamment pour origine la diffusion du champ de rayonnement par les molécules et les aérosols, et, dans le meilleur des cas et pour la plupart des eaux (les eaux claires), le signal marin recherché vaut typiquement 10% du signal total TOA mesuré par le détecteur spatial, comme le montre la figure 3-2, tirée d'une étude réalisée par [Nicolas et al., 2003]. Cette figure représente une simulation des différentes contributions (diffusion des aérosols et molécules atmosphériques, et rétrodiffusion marine) dans deux canaux du capteur spatial MERIS/ENVISAT (443 et 560 nm).



**Figure 3-2.** Simulation de la contribution de la diffusion des aérosols et molécules atmosphériques, ainsi que de la rétrodiffusion marine (en termes de réflectance) dans les canaux MERIS 443 et 560 nm, au-dessus des eaux du cas I, à une latitude de 30°Nord, pour le mois de mars, pour un modèle d'aérosols marins d'épaisseur optique 0.2, et pour une concentration en chlorophylle de 0.03 mg.m<sup>-3</sup> [Nicolas et al., 2003]. L'axe des abscisses représente le numéro du pixel selon un axe orthogonal à la direction de défilement du satellite, correspondant à différents angles de diffusion.

Il est donc indispensable d'estimer la contribution atmosphérique au signal total TOA, afin de l'en corriger. Ce travail porte le nom de correction atmosphérique ; il représente une étape très critique et essentielle de la télédétection de la couleur de l'océan depuis l'espace, et fait l'objet de nombreux efforts [Deschamps et al., 1983 ; Gordon, 1997]. Comme nous l'avons déjà mentionné, la contribution moléculaire peut se quantifier avec une précision suffisante, mais la contribution des aérosols est plus subtile. A cet effet, les algorithmes de correction atmosphérique utilisent le signal spatial mesuré dans un ou plusieurs canaux situé(s) dans le proche infrarouge, là où le signal marin est nul ou très faible (l'absorption de l'eau commence à être très importante au-dessus de 700 nm) [Gordon et Wang, 1994 ; Gordon, 1997 ; Ruddick et al., 2000]. Dans ce domaine spectral, le signal mesuré est alors essentiellement atmosphérique, et il est possible de

<sup>1</sup> le rayonnement infrarouge thermique est également employé.

quantifier la contribution des aérosols à partir de l'intensité et de la dépendance spectrale de ce signal et ainsi d'en corriger le signal total TOA aux longueurs d'onde utilisées pour la couleur de l'océan (par extrapolation vers le bleu). On peut donc estimer le signal marin dans ces longueurs d'onde en termes de réflectance marine, seul paramètre marin accessible depuis l'espace permettant d'étudier la biologie marine.

### **3.3 Paramètres nécessaires à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'eau**

Pour valider les mesures spatiales de la couleur de l'océan, il faut surtout estimer la qualité des corrections atmosphériques. Pour cela, le meilleur moyen est de comparer des mesures des grandeurs physiques caractéristiques de la composition atmosphérique (notamment en aérosols) avec des mesures in situ dans des situations variées les plus variées possibles. Les deux premiers paramètres utilisés pour la comparaison sont l'épaisseur optique en aérosols (caractéristique de la quantité d'aérosols) et le modèle d'aérosols, dont dépend la variation spectrale de l'épaisseur optique [Clark et al., 1997 ; Schwindling et al., 1998]. Enfin, le but du travail étant la vérification des mesures spatiales de la couleur de l'océan, le troisième paramètre utilisé pour la comparaison est la réflectance marine.

Pour estimer la concentration en chlorophylle avec une précision de  $\pm 20\%$  dans les eaux du cas I et autour de  $1\text{mg.m}^{-3}$ , il faut pouvoir mesurer la réflectance marine avec une erreur maximale de l'ordre de  $\pm 0.0020$  dans le bleu, et de l'ordre de  $\pm 0.0006$  dans le vert [Gordon, 1990 ; Gordon, 1997].

### **3.4 Les techniques de mesure in situ de la couleur de l'océan**

#### **3.4.1 Les mesures réalisées sous la surface**

La méthode utilisée pour mesurer la réflectance marine sous la surface est l'estimation du rapport  $R^-$  des éclaircissements remontant et descendant juste sous la surface,  $E_u(0^-)$  et  $E_d(0^-)$  respectivement :

$$R^- = \frac{E_u(0^-)}{E_d(0^-)} \quad (3-1)$$

L'éclairement remontant juste sous la surface,  $E_u(0^-)$ , est extrapolé à partir d'un profil d'éclairement remontant  $E_u(z)$ , mesuré à différentes profondeurs  $z$ . L'éclairement descendant juste au-dessous de la surface,  $E_d(0^-)$ , est estimé à partir de l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface,  $E_d(0^+)$ , que l'on propage à travers l'interface air/mer, selon [Austin, 1974 ; Gordon et al., 1988(b) ; Morel et Antoine, 1994]

$$E_d(0^-) = \frac{(1 - \overline{\rho_F})}{(1 - \overline{r_F} \cdot R^-)} \cdot E_d(0^+) \quad (3-2)$$

Dans cette relation, le terme  $(1 - \overline{\rho_F})$  exprime la transmission de l'éclairement  $E_d(0^+)$  à travers la surface (en ciel clair), et vaut typiquement 0.957 ( $\pm 3\%$  selon la diffusion atmosphérique et l'angle zénithal solaire),  $\overline{\rho_F}$  étant le coefficient de Fresnel pour la réflexion de cet éclairement. Le terme  $(1 - \overline{r_F} \cdot R^-)$  exprime quant à lui la réflectance interne de l'éclairement remontant sur l'interface air/mer,  $\overline{r_F}$  étant le coefficient de Fresnel pour la réflexion de l'éclairement remontant total. Ce dernier vaut environ 0.48, et pour une valeur du rapport  $R^-$  de l'ordre de 3%, le terme  $(1 - \overline{r_F} \cdot R^-)$  vaut 0.985 ( $\pm 1.5\%$  pour  $R^-$  variant de 0 à 6%), ce qui permet d'estimer l'éclairement  $E_d(0^-)$  à partir de l'éclairement  $E_d(0^+)$  par la relation approchée

$$E_d(0^-) \approx 0.97 \cdot E_d(0^+) \quad (3-4)$$

Lorsque de telles mesures sont utilisées pour un travail de validation d'observations spatiales, il faut les propager à travers la surface, afin qu'elles soient comparables aux mesures satellitaires. Pour cela, on peut exprimer le rapport d'éclairements  $R^-$  en termes de réflectance marine juste au-dessus de la surface,  $\rho_w^+$ . On peut montrer que cette réflectance peut s'écrire [Gordon et Morel, 1983]

$$\rho_w^+ = \frac{\pi}{E_d(0^+)} \cdot L_u^+ = \frac{\pi}{E_d(0^+)} \cdot \frac{(1 - \rho_F(\theta_v))}{n_w^2} \cdot L_u^- \quad (3-5)$$

où  $n_w$  est l'indice de réfraction de l'eau, et  $\rho_F(\theta_v)$  est le coefficient de Fresnel pour la réflexion de la luminance remontante juste sous la surface,  $L_u^-$ , dans une direction d'observation  $\theta_v$ . En supposant en première approximation l'eau de mer lambertienne, on peut exprimer la luminance  $L_u^-$  avec l'éclairement  $E_d(0^-)$  selon

$$L_u^- \approx \frac{E_u(0^-)}{\pi} \quad (3-6)$$

ce qui, en combinant les équations (3-1), (3-2), (3-5) et (3-6), permet de définir le coefficient de passage  $k_{R \rightarrow \rho}$  entre le rapport d'éclairement  $R^-$  et la réflectance  $\rho_w^+$  :

$$\rho_w^+ = k_{R \rightarrow \rho} \cdot R^- = \frac{(1 - \rho_F(\theta_v))}{n_w^2} \cdot \frac{(1 - \overline{\rho_F})}{(1 - r_F \cdot R)} \cdot R^- \quad (3-7)$$

[Austin, 1974] a tabulé les valeurs du coefficient  $\rho_F(\theta_v)$  ; celui-ci varie pour une mer d'huile de 2% ( $\theta_v = 0^\circ$ ) à 6% ( $\theta_v = 60^\circ$ ), et diminue de manière plus importante lorsque la vélocité du vent augmente pour les grandes inclinaisons  $\theta_v$ . On peut donc encadrer le coefficient de passage  $k_{R \rightarrow \rho}$  de l'équation (3-7) par :

$$\begin{cases} \rho_w^+ \approx k_{R \rightarrow \rho} \cdot R^- \\ 0.514 \leq k_{R \rightarrow \rho} \leq 0.527 \end{cases} \quad (3-8)$$

Toutes ces notions de propagation de luminance et d'éclairement à travers l'interface air/mer sont bien documentées dans la littérature [voir par exemple Austin, 1974 ; Gordon et al., 1988(b) ; Morel et Antoine, 1994 ; Morel et Mueller, 2002], et le lecteur intéressé pourra y trouver plus de détails.

En pratique, plusieurs techniques peuvent être employées pour mesurer les profils d'éclairement remontant  $E_u(z)$  : soit l'instrument est descendu à différents paliers en mesurant la longueur du câble qui le relie au treuil du bateau, soit la profondeur est estimée en mesurant instantanément la pression (cette technique est plus précise dans la mesure où le câble n'est pas toujours vertical, à cause des courants marins). L'éclairement descendant juste au-dessus de la surface,  $E_d(0^+)$ , est mesuré par un autre capteur, généralement situé sur le pont du bateau. Notons que certains instruments mesurent une luminance sous-marine, et non un éclairement, et estiment alors une réflectance sous-marine ( $\pi L^- / E_d^-$ ).

Un problème souvent rencontré lors de telles mesures est l'effet d'ombrage de l'instrument [voir par exemple Gordon et Ding, 1992], qui est souvent assez volumineux, et parasite le signal, surtout lorsque le Soleil est au zénith. La structure du bateau peut également parasiter les

mesures, et certains instruments sont laissés sur une bouée à la dérive derrière le bateau, puis sont lâchés en chute libre lorsque celle-ci est suffisamment éloignée.

Notons que l'arrêt du bateau est nécessaire pour ce type de mesures, d'où un coût élevé, ainsi qu'une logistique de mise en œuvre délicate. D'autres instruments de ce type ont également été adaptés sur des bouées autonomes.

### 3.4.2 Les mesures réalisées au-dessus de la surface

#### 3.4.2.1 Les mesures réalisées sans polarisation

Pour éviter le coût élevé et l'appareillage nécessité par les mesures réalisées sous l'eau, des techniques de mesures au-dessus de l'eau ont été développées [voir par exemple Lee et al., 1997(a)]. Les instruments correspondants sont des radiomètres optiques mesurant la luminance remontante,  $L_u(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$ , somme des contributions

- de la luminance marine,  $L_w(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$ ,
- du glitter, exprimé par la luminance  $L_g(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$ , due à la réflexion directe du Soleil sur les facettes des vagues de surface dans le champ de vue de l'instrument,
- de la réflexion de la luminance diffuse du ciel,  $L_{sky}(\theta_s, \Delta\varphi)$ , sur la surface,

le but étant de s'affranchir des deux dernières.

Le glitter peut aisément être évité en visant la cible dans le plan arrière, par exemple dans un plan faisant un angle de  $\pm 135^\circ$  avec le plan solaire principal pour éviter l'ombre, et en visant à environ  $40^\circ$  de la verticale. Dans ces conditions, et en définissant le coefficient de réflexion de la luminance diffuse du ciel sur la surface,  $\rho_{surface}$ , la luminance remontante s'exprime alors comme

$$L_u(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi) = L_w(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi) + \rho_{surface} \cdot L_{sky}(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi) \quad (3-9)$$

Pour obtenir  $\rho_{surface} \cdot L_{sky}(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$ , plusieurs techniques ont été développées. Par exemple, [Morel, 1980] mesure la luminance  $L_u(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$  aux longueurs d'onde pour lesquelles la luminance marine  $L_w(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$  est nulle (donc au-dessus de 700 nm pour les eaux du cas I) puis calcule le coefficient  $\rho_{surface}$  en faisant le rapport des luminances  $L_u(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$  et  $L_{sky}(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$  qu'il propage aux autres longueurs d'onde, puis calcule la luminance marine  $L_w(\theta_s, \theta_v, \Delta\varphi)$  à toutes les longueurs d'onde.

Certaines études ajoutent un terme supplémentaire dans l'équation (3-9), tenant compte d'une réflexion parasite sur la structure du bateau [voir par exemple Hooker et Morel, 2003 ; Hooker et al., 2002 ; Zibordi et al., 2002]

Les techniques de mesure au-dessus de la surface ne nécessitent pas l'arrêt du bateau, permettent de réaliser des mesures à haute fréquence temporelle, et évitent aussi les incertitudes liées à l'équation (3-7) lorsque les mesures sont utilisées pour la vérification des observations spatiales, qui sont évidemment réalisées au-dessus de la surface. Ces techniques représentent un bon complément aux techniques de mesures sous la surface.

#### 3.4.2.2 Les mesures réalisées avec polarisation

[Fougnie et al., 1999(a)] ont montré que l'on pouvait s'affranchir à la fois de la luminance du glitter et de la luminance du ciel réfléchi à l'aide de la polarisation. Pour cela, la géométrie de visée est similaire à la géométrie introduite dans la section précédente (azimut relatif entre les directions solaire et de visée voisin de  $\pm 135^\circ$ , angle de visée voisin de  $40^\circ$ ), et les instruments sont équipés d'un polariseur linéaire, placé devant les filtres et les détecteurs, de telle sorte que la composante orthogonale du ciel réfléchi soit coupée (i.e., l'axe du polariseur est placé verticalement). De plus, lors de l'acquisition d'une mesure, l'angle de visée n'est pas tenu constant, mais l'opérateur l'encadre constamment entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ , de manière à trouver l'angle de Brewster, pour lequel la composante parallèle du ciel réfléchi est nulle.

Trois instruments basés sur cette technique ont été développés au LOA :

- le radiomètre RefPol, avec lequel [Fougnie et al., 1999(a)] a affiné la géométrie de visée ;
- la série de radiomètres optiques SIMBAD [Deschamps et al., 2004], avec lesquels [Fougnie, 1998] a étalonné radiométriquement en vol puis validé le capteur spatial POLDER-1/ADEOS ;
- la série de radiomètres optiques SIMBADA, version améliorée du radiomètre SIMBAD, présentée dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

Notons que les radiomètres SIMBAD et SIMBADA réalisent également des mesures de l'épaisseur optique en aérosols, en estimant les modèles d'aérosols ainsi que l'éclairement descendant, et mesurent ainsi l'ensemble des paramètres indispensables à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan.

Durant le travail de thèse présenté dans ce manuscrit, les données SIMBAD acquises par [Fougnie, 1998] ont été complétées, puis utilisées pour vérifier les données de niveau L3b DAILY (synthèse journalière) du capteur spatial SeaWiFS/OrbView-2. Ce travail, assez sommaire, est présenté en annexe 2. L'analyse a révélé un biais assez fort entre les deux instruments à 443 et à 565 nm : SeaWiFS surestime SIMBAD de 0.0018 en termes de réflectances marines au-dessus de la surface à 443 nm, mais le sous-estime de 0.0015 à 565 nm. En revanche, le biais est assez faible à 490 nm, et vaut environ 0.0003 (SeaWiFS sous-estimant SIMBAD). Les écarts type qui renseignent sur la précision avec laquelle sont estimées les réflectances marines par SeaWiFS sont assez élevés, quelque soit le canal considéré : il varie de 0.0018 à 565 nm jusqu'à 0.0034 à 443 nm. Il faut toutefois garder à l'esprit que l'erreur de mesure SIMBAD, qui vaut entre 0.001 et 0.002 [Deschamps et al., 2004], rehaussent ces statistiques.

### 3.5 Conclusion

Ces premières mesures in situ de la couleur de l'océan au-dessus de la surface en polarisation sont encourageantes, et, avec le projet de validation du capteur spatial MERIS/ENVISAT lancé fin mars 2002, ont justifié la création d'une nouvelle version du radiomètre SIMBAD, appelée SIMBADA, comportant onze canaux, et couvrant ainsi la presque totalité des canaux de MERIS. Le chapitre suivant est consacré à la description détaillée de ce réseau de radiomètres, destiné aux activités de Cal./Val. (*Calibration and Validation*, pour étalonnage radiométrique et validation) de MERIS/ENVISAT et POLDER-2/ADEOS-2.



## CHAPITRE 4. DEVELOPPEMENT ET UTILISATION DU RESEAU DE RADIOMETRES OPTIQUES DE TERRAIN SIMBADA

4.1	Introduction.....	36
4.2	Concept instrumental.....	36
4.2.1	Caractéristiques techniques.....	36
4.2.2	Protocole de mesure.....	38
4.2.3	Mise en réseau des instruments.....	40
4.3	Traitement des données.....	41
4.3.1	Traitement des visées solaires.....	42
4.3.1.1	Version initiale.....	42
4.3.1.2	améliorations apportées à la détermination du modèle d'aérosols.....	44
4.3.2	Traitement des visées marines.....	46
4.3.2.1	Version initiale.....	46
4.3.2.2	Amélioration apportée à la correction du canal à 870 nm.....	49
4.4	Etalonnage des instruments.....	52
4.4.1	Etalonnage en mode gain faible.....	52
4.4.2	Etalonnage en mode gain fort.....	53
4.5	Gestion des coefficients d'étalonnage.....	54
4.5.1	Vieillessement des filtres et des détecteurs.....	54
4.5.2	Utilisation simultanée des deux méthodes d'étalonnage.....	57
4.6	Précision des mesures.....	61
4.7	Présentation de la base de données in situ réalisée avec le réseau SIMBADA.....	61
4.8	Conclusion.....	62

## 4.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté les différentes techniques de mesure in situ permettant d'estimer les différents paramètres utiles à la validation des observations spatiales, et nous avons présenté en particulier un radiomètre optique, appelé SIMBAD, utilisant la polarisation pour s'affranchir de la réflexion du ciel sur l'interface air/mer.

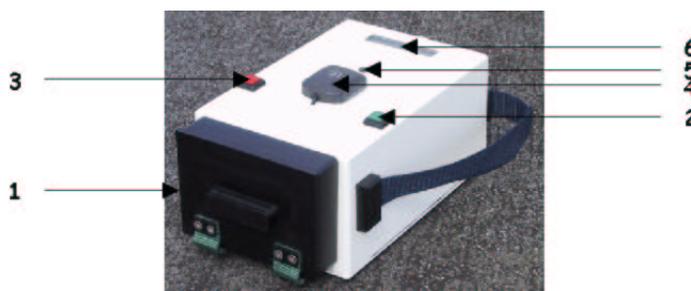
Nous allons présenter dans ce chapitre une version améliorée de cet instrument, version appelée SIMBADA (***SIMBAD** Advanced version*), créée entre autre dans le but de valider les observations des capteurs spatiaux MERIS/ENVISAT et POLDER-2/ADEOS-2. Après une description détaillée de l'instrument, ainsi que de sa mise en réseau d'observation, nous décrirons l'algorithme de traitement des données et les modifications qui y ont été apportées, puis les différentes méthodes d'étalonnages de ces radiomètres, ainsi que leur gestion. Enfin, nous finirons par présenter la base de données de mesures in situ réalisée avec le réseau SIMBADA.

## 4.2 Concept instrumental

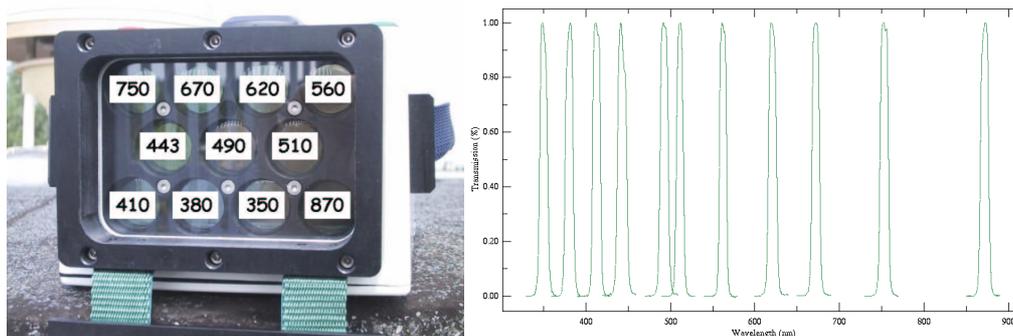
### 4.2.1 Caractéristiques techniques

Le SIMBADA (cf. figure 4-1) est un radiomètre optique portable, mesurant un signal optique selon onze longueurs d'onde, de 350 à 870 nm (cf. figure 4-2 et tableau 4-1), et selon deux modes de mesure :

- le mode de visée solaire, utilisé pour mesurer l'intensité solaire au bas de l'atmosphère, et en déduire l'épaisseur optique des aérosols, le coefficient d'Angström (reflétant la variation spectrale de l'épaisseur optique des aérosols), ainsi que l'éclairement solaire total descendant juste au-dessus de la surface ;
- le mode de visée marine, utilisé pour mesurer la réflectance marine.



**Figure 4-1.** Le radiomètre optique SIMBADA. 1 : capot opaque pour la mesure du courant d'obscurité. 2 : bouton poussoir de navigation dans le menu. 3 : bouton poussoir de sélection. 4 : antenne GPS. 5 : hublot avec réticule pour la visée du Soleil. 6 : écran LCD (2 lignes x 16 caractères) d'affichage du menu.



**Figure 4-2.** Les canaux du SIMBADA : agencement en façade de l'instrument et représentation spectrale de leurs transmissions normalisées à 1.

**Tableau 4-1.** Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ), bandes passantes ( $\Delta\lambda$ ) et transmission maximale ( $t_{\max}$ ) des canaux du SIMBADA, selon Andover Corporation. Pour plus de simplicité, nous les désignerons dans la suite du manuscrit par les longueurs d'onde 350, 380, 410, 443, 490, 510, 560, 620, 670, 750 et 870 nm.

canal n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\lambda_c$ (nm)	350.8	380.9	411.4	443.0	492.6	511.2	561.6	622.1	671.9	752.5	871.6
$\Delta\lambda$ (nm)	9.8	9.7	8.6	11.2	10.1	8.3	8.6	9.9	9.1	10.1	10.0
$t_{\max}$ (%)	27	38	51	58	67	67	60	70	68	64	55

Le même système optique (d'une ouverture angulaire totale d'environ  $3^\circ$ ), ainsi que les mêmes filtres interférentiels sont utilisés pour chacun des deux modes de visée, grâce à un changement du gain électronique : un gain fort pour les visées marines, et un gain faible pour les visées solaires. Les détecteurs sont des diodes photosensibles de silicium, modèle Hamamatsu S2386-5K. La tension de sortie des détecteurs est amplifiée puis numérisée sur 22 bits, ce qui correspond à une dynamique de plus de 4 millions de comptes numériques.

Il existe trois types d'enregistrement de fichier : l'enregistrement de fichiers dits "DARK" (mesure du courant d'obscurité), pour lesquels les comptes numériques des deux gains sont enregistrés quasi simultanément, l'enregistrement de fichiers dits "SUN" (mesure de l'épaisseur optique), pour lesquels les comptes numériques du gain faible uniquement sont enregistrés, et l'enregistrement de fichiers dits "SEA" (mesure de la luminance marine), pour lesquels les comptes numériques du gain fort uniquement sont enregistrés. Il est évident qu'il faille fermer le capot et ainsi plonger les détecteurs dans l'obscurité pour enregistrer un fichier DARK, qu'il faille viser le Soleil pour enregistrer un fichier SUN, et qu'il faille viser la mer pour enregistrer un fichier SEA. L'enregistrement d'un fichier dure dix secondes, pendant lesquelles les comptes numériques vont être inscrits dans un fichier ASCII, à une cadence d'environ 10 Hz (soit environ

100 données par enregistrement). L'agencement des données au sein d'un fichier est explicité en annexe 1 - section 1.

Les angles de tangage et de roulis du SIMBADA sont enregistrés en permanence (par des inclinomètres), de même que sa position géographique grâce à une antenne GPS collée sur le dessus de l'instrument. Celui-ci possède une mémoire interne de 4 mégaoctets dans laquelle sont stockés les fichiers ASCII contenant les comptes numériques correspondant aux mesures et aux informations GPS. Le SIMBADA fonctionne avec des batteries rechargeables, et possède une autonomie d'environ 8 heures.

#### 4.2.2 Protocole de mesure

Les mesures sont réalisées depuis le pont d'un bateau qu'il n'est pas nécessaire de stopper. Le concept instrumental (visée solaire), ainsi que le but recherché (validation des observations satellitaires) imposent que les mesures soient réalisées lorsque le ciel n'est pas nuageux.

Pour les visées solaires, il faut pointer les détecteurs avec précision dans la direction du Soleil. Pour cela, un système optique, composé d'un cylindre creux parallèle à l'axe optique des détecteurs terminé par un plan dépoli incliné à  $45^\circ$ , renvoie les rayons solaires sur un réticule placé sur le dessus de l'appareil, lorsque le radiomètre est dirigé exactement vers le Soleil. Dans ce cas, l'opérateur distingue sur ce réticule l'image du disque solaire. L'opérateur bénéficie toutefois d'une certaine liberté, dans la mesure où l'ouverture angulaire de l'appareil est environ 6 fois supérieure à l'angle sous lequel le Soleil apparaît sur Terre.

Lors des visées marines, il est indispensable d'être hors de la zone de glitter. Pour cela, l'azimut relatif entre la direction du Soleil et la direction de visée doit être voisin de  $\pm 135^\circ$  [Fougnie et al., 1999 (a)]. De plus, le ciel réfléchi est fortement atténué par polarisation : sa composante orthogonale est coupée par un polariseur vertical placé devant les filtres, tandis que sa composante parallèle est éteinte ou fortement réduite en visant la surface de l'eau à l'incidence de Brewster,  $i_b$ . Cet angle, dont la tangente est définie par le rapport des indices de réfraction de l'eau et de l'air, vaut pour une mer plate environ  $53^\circ$ . Mais le vent qui agite la surface de l'eau fait varier cette valeur [Cox et Munck, 1954], qui peut s'étendre de  $40^\circ$  à  $50^\circ$ . Ainsi, lors de l'enregistrement d'un fichier SEA, l'opérateur balaie assez largement l'angle de visée (typiquement entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ , en insistant autour de  $45^\circ$ ), de manière à encadrer l'angle de Brewster. Le signal enregistré passe alors par un minimum, dont l'angle associé est l'angle de Brewster [Fougnie et al., 1999 (a)].

De manière pratique, "une mesure" consiste à réaliser les séquences d'enregistrements suivantes :

1 fichier DARK ; 3 fichiers SUN ; 3 fichiers SEA ; 3 fichiers SUN ; 1 fichier DARK

Bien que cet aspect soit plus relatif à un traitement a posteriori des données qu'au protocole de mesure, il est utile de l'introduire ici. Dans un premier temps, chaque séquence SUN et chaque séquence SEA est analysée, afin d'estimer l'homogénéité des données correspondantes. Un facteur de qualité, indiquant pour chaque type de mesure si cette dernière est acceptable, est estimé de la façon suivante :

- pour les visées solaires, si l'écart absolu entre les valeurs de l'épaisseur optique en aérosols à 870 nm est inférieur à 0.05, le facteur de qualité "solaire" est mis égal à 1, indiquant l'homogénéité des mesures, et les trois mesures sont moyennées. Dans le cas contraire, le facteur est mis égal à 0, et la mesure d'épaisseur optique la plus proche en terme de temps sera retenue pour le traitement des visées marines ;
- pour les visées marines, l'écart type relatif entre les valeurs de réflectance marine est estimé pour les canaux 350 à 620 nm. Si l'un d'entre eux est supérieur à 100%, le facteur de qualité "marine" est mis égal à 0, et la mesure est rejetée. Sinon, la mesure retenue est également la moyenne des trois.

Ceci permet de détecter d'éventuels problèmes, par exemple lorsqu'un mouton d'écume perturbe une visée marine, ou lorsque qu'un cirrus passe entre l'instrument et le soleil lors de l'enregistrement d'un fichier solaire.

Un critère analogue permet dans un deuxième temps de qualifier la stabilité des deux séquences de mesures solaires qui entourent la séquence de mesures marines. Celles-ci sont déclarées homogènes si leur écart type relatif est inférieur à 30%. Dans le cas contraire, la mesure la plus proche en temps est retenue pour le traitement des visées marines.

Une fois la mesure réalisée, les données exogènes (date, heure T.U. (Temps Universel), localisation, pression atmosphérique au bas de l'atmosphère, vitesse du vent, nébulosité) sont consignées manuellement. Une fois par jour, ou par semaine selon le type de campagne réalisée, l'opérateur décharge la mémoire interne du SIMBADA sur un ordinateur, grâce à une interface écrite au laboratoire (cf. [http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean\\_color/src/](http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean_color/src/)).

D'autres détails relatifs au protocole de mesure se trouvent en annexe 1 - section 2.

## 4.2.3 Mise en réseau des instruments

A ce jour, vingt instruments ont été réalisés, dont deux ont été fournis au réseau d'observation américain SIMBIOS (*Sensor Intercomparison and Merger for Biological and Interdisciplinary Oceanic Studies* ; voir le site web <http://simbios.gsfc.nasa.gov>). Les 18 autres instruments sont confiés à des investigateurs volontaires, en majorité des scientifiques réalisant des campagnes de mesures en mer, mais parfois des marins de la marine marchande. Le tableau 4-2 liste les investigateurs SIMBADA, ainsi que les localisations des mesures qu'ils ont réalisées.

**Tableau 4-2.** Liste des investigateurs SIMBADA, des campagnes associées, et de leur localisation.

laboratoire/organisation/ compagnie	campagne (période : n° des mois)	localisation
Laboratoire d'Océanographie de Villefranche (LOV)	BOUSSOLE (03 à 10)	Mer Méditerranée (site DYFAMED)
Management Unit of the North Sea Mathematical Models (MUMM/UGMM/BMM)	- ZEELEEUW (07 à 09) - BELGICA (03 à 09) - SQUILLA (08)	- Mer du Nord - Mer du Nord - Manche
Norwegian Institute for Water Research (NIVA)	NIVA (04 à 06)	Mer Baltique
Institut de Recherche pour le Développement (IRD)	- TOPAZE (02, 09, 12) - DIAPALIS (01,02,04,5,08,10,12) - DIAPAZON (04)	Océan Pacifique Sud-Ouest
Institut Français pour l'Exploitation de la MER (IFREMER)	THALASSA (04,06)	Océan Atlantique Est
Compagnie Maritime Nantaise (CMN)	- TOUCAN (07,08,09,10,12) - COLIBRI (02 à 09)	- trans-Atlantique et Mer Méditerranée - trans-Atlantique et Mer Méditerranée
Scripps Institution of Oceanography (SIO)	- CalCOFI (01,02,07,10,11) - ACE-ASIA (03,04)	- Océan Pacifique Est - Océan Pacifique Ouest
Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC)	- GeP&CO (01 à 12) - SKOGAFOSS (04,05,09) - OISO (08,09) - GUYAPLAC (05,06)	- Tour du monde : Le Havre - Panama - (Singapour -) Nouméa - le Caire -Marseille - Océan Atlantique Nord - Océan Indien Sud - Océan Atlantique Ouest
Institute for Coastal Research (GKSS research center)	HEINCKE (04,05,07,08)	Mer du Nord
Laboratoire d'Océanologie et de Biogéochimie (LOB)	SARHYGOL (06)	Golfe du Lion
Katholieke Unoversiteit Leuven (KUL)	- HSBE2001 (06) - CASI-YSER-2003 (06)	Mer du Nord

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (CNR)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- MEDGOOS (03,04,05,11)</li> <li>- NORBAL (03,04,12)</li> <li>- MASSFLUX (10)</li> <li>- MIPOT (03)</li> <li>- M5ODAS (06,07)</li> <li>- LIGUR (09,10)</li> <li>- LI_PRO (04,05)</li> </ul>	Mer Méditerranée
Université du Littoral - Côte d'Opale (ULCO)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- PNEC (03,04)</li> <li>- POMME (04,05,08,09)</li> <li>- BLACK-SEA-ST. (07,08)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Manche</li> <li>- Océan Atlantique Est</li> <li>- Mer Noire</li> </ul>
Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA)	Calais-Dover (02,03,04,09,12)	Manche

### 4.3 Traitement des données

Cette section explicite l'algorithme de traitement des données SIMBADA. Cet algorithme est implémenté sur PC via des routines écrites en FORTRAN et s'exécutant sous Linux. Dans cette section ainsi que dans le reste du manuscrit, les comptes sont corrigés de la valeur des comptes numériques d'obscurité. Ce n'est pas mentionné pour une lecture plus aisée. D'autre part, on suppose l'étalonnages des instruments parfait.

Une première routine appliquée aux fichiers d'obscurité fournit un tableau comportant tous les comptes numériques d'obscurité déclarés valides, après avoir calculé quelques statistiques sur chaque fichier (principalement moyenne et écart type des comptes numériques de chaque canal). Différents tests que nous ne détaillerons pas ici sont destinés à rejeter les comptes numériques aberrants (par exemple enregistrés avec le capot ouvert). Ensuite, les routines traitant les visées solaires et marines utiliseront ce tableau afin de prendre comme compte numérique d'obscurité la valeur temporellement la plus proche.

Deux autres ensembles de routines, que nous allons expliciter ci-après, traitent les fichiers issus des visées solaires et marines. Un organigramme schématise l'ensemble de l'algorithme en annexe 1 - section 3.

### 4.3.1 Traitement des visées solaires

#### 4.3.1.1 Version initiale

L'éclairement solaire au bas de l'atmosphère,  $E(\theta_s, \lambda)$ , est défini par

$$E(\theta_s, \lambda) = E_{so}(\lambda) \cdot \left(\frac{d_o}{d}\right)^2 \cdot e^{-\tau_{atm}^{tot}(\lambda) \cdot m(\theta_s)} \quad (4-1)$$

où  $E_{so}(\lambda)$  est l'éclairement solaire TOA à la distance Terre Soleil moyenne  $d_o$ ,  $\tau_{atm}^{tot}(\lambda)$  est l'épaisseur optique atmosphérique totale,  $(d_o/d)^2$  est un facteur correctif tenant compte de la distance Terre-Soleil  $d$  au moment de la mesure (calculée selon [Paltridge et Platt, 1977]), et  $m(\theta_s)$  est la masse d'air déterminée à partir de l'angle zénithal solaire  $\theta_s$  selon [Kasten et Young, 1989] :

$$\begin{cases} m(\theta_s) = [\cos(\theta_s) + a \cdot (90 - \theta_s + b)^{-c}]^{-1} \\ a = 0.50572 \\ b = 6.07995^\circ \\ c = 1.6364 \end{cases} \quad (4-2)$$

Pour de petits angles zénithaux solaires, la masse d'air est très bien approchée par  $m(\theta_s) \approx 1/\mu_s = 1/\cos(\theta_s)$ .

Pour chaque canal  $i$  et pour un angle zénithal solaire  $\theta_s$ , le compte numérique  $CN_{low,i}(\theta_s)$  enregistré en mode gain faible est proportionnel à l'éclairement solaire  $E_i(\theta_s)$  capté dans le champ de vue de l'instrument :

$$E_i(\theta_s) = K_{low,i} \cdot CN_{low,i}(\theta_s) \quad (4-3)$$

où  $K_{low,i}$  est le coefficient d'étalonnage du canal  $i$  en mode gain faible. Soient alors  $CN_{low,i}^0$  les comptes numériques qui seraient enregistrés dans le canal  $i$  lors d'une visée solaire hors atmosphère, c'est à dire en en visant directement une source lumineuse d'intensité  $E_{so}(\lambda)$ . Des équations (4-1) et (4-3), on déduit l'épaisseur optique atmosphérique totale dans le canal  $i$ ,  $\tau_{atm,i}^{tot}$  :

$$\tau_{atm,i}^{tot} = -\frac{\ln\left(\frac{E_i(\theta_s)}{E_{so,i}}\right)}{m(\theta_s)} = \frac{\left[\ln(CN_{low,i}^0) - 2\ln\left(\frac{d_o}{d}\right) - \ln(CN_{low,i})\right]}{m(\theta_s)} \quad (4-4)$$

L'équation (4-4) montre qu'il n'est pas nécessaire de connaître le coefficient d'étalonnage  $K_{low,i}$  pour estimer l'épaisseur optique, mais uniquement  $CN_{low,i}^0$ . Cette grandeur sera estimée par la méthode de Bouguer-Langley (cf. section 4.4.1). Eventuellement, on peut prétendre utiliser de manière transparente le coefficient d'étalonnage  $K_{low,i}$  via la relation

$$K_{low,i} = \frac{E_{so,i}}{CN_{low,i}^0} \quad (4-5)$$

Le premier paramètre de sortie du programme, l'épaisseur optique en aérosols  $\tau_{p,i}$ , est alors calculé en retranchant à l'épaisseur optique atmosphérique totale l'épaisseur optique moléculaire  $\tau_{m,i}(P)$  (calculée selon [Gordon et al., 1988(a)], en tenant compte d'une correction de la pression atmosphérique  $P$ ), et l'épaisseur optique de l'ozone  $\tau_{O_3,i}(a_{O_3}, q_{O_3})$  (calculée avec sa section efficace d'absorption  $a_{O_3}$  et sa quantité  $q_{O_3}$ , elle-même estimée selon la climatologie de [Keating et al., 1989]) :

$$\tau_{p,i} = \tau_{amt,i}^{tot} - \tau_{m,i}(P) - \tau_{O_3,i}(a_{O_3}, q_{O_3}) \quad (4-6)$$

Les différents modèles d'aérosols (par exemple ceux définis par [Gordon et Wang, 1994]) sont caractérisés par différentes valeurs du coefficient d'Angström  $\alpha$ , caractérisant la variation spectrale de leur épaisseur optique. Typiquement, ce coefficient varie de 0 à environ 2, les petites valeurs étant caractéristiques des grosses particules d'aérosols. Pour les molécules, particules très petites,  $\alpha$  vaut 4. Dans notre domaine spectral, l'épaisseur optique en aérosols varie avec la longueur d'onde selon une loi en puissance,

$$\begin{cases} \tau_p(\lambda) \propto \lambda^{-\alpha} \\ \ln(\tau_p) \propto -\alpha \cdot \ln(\lambda) \end{cases} \quad (4-7)$$

et une régression linéaire en échelle log-log de l'épaisseur optique en fonction de la longueur d'onde permet alors d'estimer le coefficient d'Angström. L'erreur sur l'estimation de l'épaisseur optique étant constante en valeur absolue, la précision avec laquelle le coefficient d'Angström est estimé se détériore pour les petites valeurs de l'épaisseur optique. L'erreur sur l'estimation du coefficient d'Angström est ainsi inversement proportionnelle à l'épaisseur optique :

$$\Delta\alpha \propto \frac{1}{\tau_p} \quad (4-8)$$

4.3.1.2 améliorations apportées à la détermination du modèle d'aérosols

Nous verrons en section 4.5 (gestion des coefficients d'étalonnage) que certains canaux du SIMBADA sont moins stables que d'autres, notamment les canaux à 350, 380, 410 et à 870 nm. Or, dans la version précédente de l'algorithme de traitement des données, ces canaux étaient utilisés pour l'estimation du coefficient d'Angström, et pouvaient donc l'entacher d'erreur. Dans un premier temps, nous avons rejeté les mesures de ces canaux. Dans un deuxième temps, nous avons mené une étude empirique, basée sur toutes les visées solaires réalisées à la date de cette étude (soit environ un millier), afin de rejeter, pour une mesure donnée, les canaux (en plus des canaux à 350, 380, 410 et 870 nm) pour lesquels l'épaisseur optique s'éloigne de manière trop importante de la régression, le cas échéant.

Soient  $y_i$  et  $y_i^{fit}$  les grandeurs définies par

$$y_i = \ln\left(\frac{\tau_{p,i}}{\mu_s}\right) \quad (4-9)$$

et

$$y_i^{fit} = \ln\left(\frac{\tau_{p,i}^{fit}}{\mu_s}\right) \quad (4-10)$$

où  $\tau_{p,i}$  et  $\tau_{p,i}^{fit}$  sont les épaisseurs optiques mesurées et retrouvées par régression linéaire (en fonction de  $\lambda_i$  et en échelle log-log) pour le canal  $i$ . Nous avons calculé, pour chaque canal  $i$ , l'écart type  $\sigma_0(\Delta y_i)$  sur la différence entre les deux,  $\Delta y_i$ , puis nous avons réitéré les régressions, mais en rejetant les canaux pour lesquels la différence  $\Delta y_i$  était supérieure à  $3 \times \sigma_0(\Delta y_i)$ , ce qui nous a permis de recalculer un écart type, noté  $\sigma_1(\Delta y_i)$ , pour chaque canal. Nous avons ainsi réitéré cette opération jusqu'à ce que les écarts type calculés convergent, ce qui est arrivé pour la quatrième itération, pour laquelle nous avons calculé l'écart type noté  $\sigma_3(\Delta y_i)$ . La figure 4-3 montre la progression des écarts type  $\sigma_j(\Delta y_i)$  pour les sept canaux utilisés (de 443 à 750 nm).

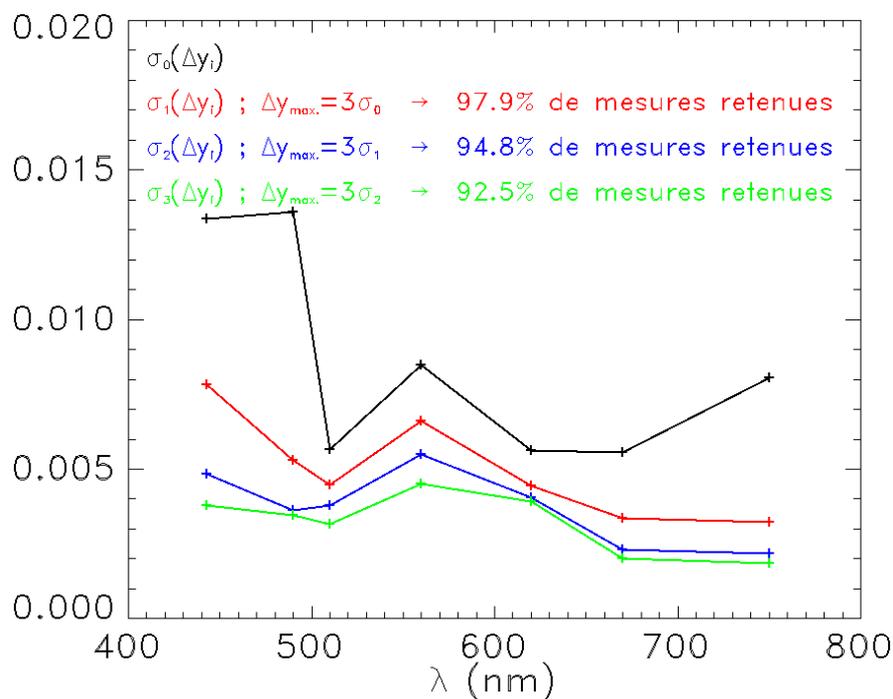


Figure 4-3. Progression des écarts type  $\sigma_j(\Delta y_i)$ .

On voit sur cette figure que l'écart type converge pour chaque canal vers 0.005 environ, et qu'en moyenne, moins de 10% des mesures sont rejetées, soit moins de l'équivalent d'un canal sur sept, ce qui est raisonnable.

En pratique, lors du traitement des mesures issues d'une visée solaire, une première régression linéaire est établie entre 443 et 750 nm, et les différences  $\Delta y_i$  sont calculées. Le cas échéant, les mesures pour lesquelles cette différence est supérieure à la valeur empirique prise égale à  $3 \times \sigma_3(\Delta y_i)$  sont rejetées, puis l'opération est répétée. Nous procédons ainsi à trois itérations, à conditions que les mesures d'au moins quatre canaux ne soient pas rejetées. Si cela se produit, les sept canaux sont alors pris en considération pour la régression. Le coefficient de corrélation ( $r^2$ ) est alors calculé et tient lieu de facteur de qualité de la mesure considérée (le nombre de mesures utilisées est également inscrit dans le fichier de sortie du programme).

### 4.3.2 Traitement des visées marines

#### 4.3.2.1 Version initiale

La première routine du traitement des visées marines calcule pour chaque canal  $i$  l'éclairement total descendant juste au-dessus de la surface,  $E_{d,i}(0^+)$ . Celui-ci sera utilisé pour normaliser le signal marin (luminance), afin de l'exprimer en termes de réflectance marine. Pour calculer cet éclairement, il faut au préalable estimer la transmission atmosphérique totale,  $t_{atm,i}^{tot}(\theta_s)$ . Celle-ci peut s'écrire comme étant le produit de la transmission gazeuse atmosphérique (principalement due à l'ozone),  $t_{O_3,i}(\theta_s, a_{O_3}, q_{O_3})$ , et de la transmission relative aux molécules et aérosols,  $t_{mp,i}(\theta_s, \tau_m, \tau_p)$  [Deschamps et al., 1983] :

$$t_{atm,i}^{tot}(\theta_s) = t_{O_3,i}(\theta_s, a_{O_3}, q_{O_3}) \cdot t_{mp,i}(\theta_s, \tau_m, \tau_p) \quad (4-11)$$

La transmission gazeuse de l'ozone se calcule exactement avec la relation

$$t_{O_3,i}(\theta_s, a_{O_3}, q_{O_3}) = e^{-a_{O_3,i} \cdot q_{O_3} \cdot m(\theta_s)} \quad (4-12)$$

La transmission  $t_{mp,i}(\theta_s, \tau_m, \tau_p)$  peut être soit calculée au moyen d'un code de transfert radiatif tel que les ordres successifs de diffusion, développé par [Deuzé et al., 1989], soit être estimée par l'approximation établie par [Tanré et al., 1979] :

$$t_{mp,i}(\theta_s, \tau_m, \tau_p) = e^{-[(0.52\tau_{m,i} + 0.16\tau_{p,i})m(\theta_s)]} \quad (4-13)$$

L'éclairement total descendant se calcule alors selon

$$E_{d,i}(0^+) = E_{so,i} \cdot \mu_s \cdot t_{atm,i}^{tot} \cdot \left(\frac{d_0}{d}\right)^2 \quad (4-14)$$

Dans cette équation, l'éclairement solaire hors atmosphère est tiré de [Neckel et Labs, 1984].

En définissant  $K_{high,i}$  le coefficient d'étalonnage en mode gain fort, on convertit le signal  $CN_{high,i}$  enregistré dans le canal  $i$  lors d'une visée marine en réflectance marine brute (polarisée verticalement),  $\rho_{raw,i}^{//}$ , selon

$$\rho_{raw,i}^{//} = \frac{\pi \cdot K_{high,i} \cdot CN_{high,i}}{E_{d,i}(0^+)} = \frac{\pi \cdot K_{high,i} \cdot CN_{high,i}}{E_{so,i} \cdot \cos(\theta_s) \cdot t_{atm,i}^{tot} \cdot \left(\frac{d_0}{d}\right)^2} \quad (4-15)$$

Comme indiqué précédemment, la géométrie de visée préconisée permet de réduire considérablement la composante parallèle du ciel réfléchi (observation à l'angle de Brewster). Néanmoins, en tenant compte du fait que la surface de la mer n'est pas parfaitement plane, la composante parallèle du ciel réfléchi n'est pas totalement éteinte après réflexion. Une très légère correction est alors apportée en retranchant à la réflectance brute une réflectance résiduelle du ciel (polarisée verticalement),  $\rho''_{sky}$ . Cette correction a été calculée par [Fougnie et al., 1999 (a)] à partir de l'épaisseur optique moléculaire, de l'épaisseur optique et du type d'aérosols, et de la vitesse du vent avec un code de transfert radiatif (les ordres successifs de diffusion [Deuzé et al., 1989]), puis tabulée, et vaut typiquement de 0.00070 à 350 nm à 0.00005 à 870 nm en termes de réflectance, comme le montre l'exemple du tableau 4-3.

[Fougnie, 1998] a également montré que la contamination des mesures par les petits moutons d'écume générés par l'action du vent en surface ou par l'écume créée par le sillage du bateau peut être corrigée. Pour cela, la réflectance brute mesurée dans le canal à 870 nm est soustraite aux réflectances mesurées dans les autres canaux (ceci est possible du fait de la simultanéité des mesures dans les onze canaux de l'instrument). En effet, la réflectance marine est supposée être nulle à cette longueur d'onde, à part dans le cas des eaux côtières très turbides [voir par exemple Ruddick et al., 2000], pour lesquelles l'algorithme de traitement des données tel que présenté dans cette section est inadapté. Tout signal détecté dans le proche infrarouge (PIR) peut alors être attribué à du bruit causé par de l'écume, ou éventuellement à une réflexion quelconque sur la surface (Soleil, bateau, ...). Néanmoins, cette correction ne peut prétendre corriger les mesures très perturbées, et les mesures pour lesquelles la réflectance brute à 870 nm dépasse le seuil de 0.004 sont rejetées. La réflectance marine  $\rho''_{w,i}$ , corrigée de la réflexion résiduelle du ciel et du signal dans le proche infrarouge, est alors estimée par

$$\rho''_{w,i} = (\rho''_{raw,i} - \rho''_{sky,i})_{i=1,10} - (\rho''_{raw,11} - \rho''_{sky,11}) \quad (4-16)$$

où l'indice 11 est relatif au canal à 870 nm.

Enfin, puisque les mesures SIMBADA se font au travers d'un polariseur vertical, il faut calculer la réflectance marine totale  $\rho_{w,i}$  à partir de la composante verticale mesurée puis corrigée,  $\rho''_{w,i}$ . En appelant  $\zeta_i$  le taux de polarisation verticale de la réflectance marine totale, il vient

$$\rho_{w,i} = \frac{1}{2 \cdot \zeta_i} \cdot \rho_{w,i}'' \quad (4-17)$$

Le facteur 2 vient du fait que le gain fort est étalonné en luminance devant une sphère intégratrice délivrant une luminance totale connue. Avec son polariseur, le radiomètre mesure pendant un étalonnage une luminance égale à la moitié de cette luminance totale (la luminance de la sphère étant dépolarisée, son taux de polarisation verticale est de 0.5). [Fougnie et al., 1999 (a)] ont estimé  $\zeta_i$  en supposant que seules les molécules d'eau polarisent le signal rétro diffusé. Ceci se justifie par le fait que l'angle de diffusion sous l'eau est assez grand dans notre géométrie de visée (typiquement de l'ordre de 150°), et que dans ce cas, le taux de polarisation par les constituants de l'eau de mer n'excède pas 10% (il est nul pour un angle de diffusion de 180°) [Ivanoff, 1974]. Dans ces conditions, [Fougnie et al., 1999 (a)] ont estimé que  $\zeta_i$  varie entre 0.41 et 0.47, selon l'élévation solaire et la concentration en chlorophylle.

La concentration en pigments chlorophylliens, noté [Chl], est estimée de manière conventionnelle avec un algorithme bio-optique. Par exemple, avec l'algorithme OC-4 version 4, développé par [O'Reilly et al., 2000], la concentration en pigments chlorophylliens en  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$  est estimée par

$$\begin{cases} [\text{Chl}] = 10^{(a(0)+a(1)R_{\lambda_i,555}+a(2)R_{\lambda_i,555}^2+a(3)R_{\lambda_i,555}^3+a(4)R_{\lambda_i,555}^4)} \\ a = [0.366, -3.067, 1.930, 0.469, -1.532] \end{cases} \quad (4-18)$$

où les rapports  $R_{\lambda_i,555}$  sont calculés avec la relation suivante :

$$R_{\lambda_i,555} = \log \left( \text{MAX} \left[ \frac{\rho_w^+(443)}{\rho_w^+(555)}, \frac{\rho_w^+(490)}{\rho_w^+(555)}, \frac{\rho_w^+(510)}{\rho_w^+(555)} \right] \right) \quad (4-19)$$

Le tableau 4-3 donne un exemple issu du traitement d'une visée marine, afin de donner un ordre de grandeur des différents calculs et corrections.

**Tableau 4-3.** Exemple issu du traitement d'une visée marine et montrant les ordres de grandeur des calculs et corrections de chaque étape.

$\lambda(nm)$	350	380	410	443	490	510	560	620	670	750	870
$\rho_{raw}''$	0.02529	0.02490	0.02295	0.02266	0.01701	0.01020	0.00513	0.00153	0.00117	0.00080	0.00054
$\rho_{raw}'' - \rho_{sky}''$	0.02459	0.02438	0.02266	0.02242	0.01681	0.01003	0.00503	0.00150	0.00114	0.00078	0.00052
$\rho_w''$	0.02407	0.02386	0.02214	0.02190	0.01629	0.00951	0.00451	0.00098	0.00062	0.00026	0.00000
$\rho_w$	0.02601	0.02578	0.02392	0.02366	0.01760	0.01028	0.00487	0.00106	0.00067	0.00028	0.00000

#### 4.3.2.2 Amélioration apportée à la correction du canal à 870 nm

Lors d'une série de campagnes ayant eu lieu en Mer du Nord pendant l'été 2002 (campagnes ZEELEEUW, organisées par le *Management Unit of the North Sea Mathematical Models*, Bruxelles), des mesures ont été réalisées dans des eaux côtières turbides, au large de la Belgique (cf. annexe 5 par exemple). Nous avons vu en section 4.3.2.1 que dans la version initiale de l'algorithme de traitement des données, la totalité de la réflectance marine brute enregistrée à 870 nm était soustraite aux réflectances des autres canaux, car attribuée au bruit causé par de petits moutons d'écume. Sur proposition de Kevin Ruddick, nous avons tenté d'étendre la validité du traitement des données SIMBADA à ce type d'eaux, pour lesquelles le signal à 870 nm est loin d'être nul [Ruddick et al., 2000], et pour lesquelles l'algorithme antécédent est inadapté.

Nous avons alors tenté d'estimer la contribution marine au signal enregistré dans le proche infrarouge. Comme première approche, nous l'avons estimée de manière très approchée, en nous basant sur le formalisme introduit au deuxième chapitre, selon lequel la réflectance marine varie selon le rapport des coefficients de rétrodiffusion et d'absorption de l'eau,  $b_b/a$ . Nous avons alors émis les hypothèses suivantes :

- dans la plupart des eaux rencontrées, la variation spectrale du coefficient d'absorption de l'eau est prépondérante par rapport à la variation spectrale du coefficient de rétrodiffusion. Nous avons alors supposé que la réflectance marine variait spectralement comme  $1/a$  ;
- le coefficient d'absorption de l'eau est pris comme étant celui de l'eau pure,  $a_w$ .

Dans l'algorithme actuel, la contribution marine dans le proche infrarouge est estimée à 750 et 870 nm à partir des réflectances mesurées à 620 et 670 nm, selon

$$\rho_w(750) \approx \rho_w(620) \cdot \frac{a_w(620)}{a_w(750)} \quad (4-20)$$

et

$$\rho_w(870) \approx \rho_w(670) \cdot \frac{a_w(670)}{a_w(870)} \quad (4-21)$$

Mais lors d'une mesure, nous n'avons accès qu'aux réflectances marines brutes pour estimer la contribution marine dans le proche infrarouge, i.e., à des réflectances marines entachées d'un bruit de mesure, et nous ne pouvons pas estimer les réflectances  $\rho_w(750)$  et  $\rho_w(870)$  de manière directe.

Soient alors  $\rho_{noise}(750)$  et  $\rho_{noise}(870)$  les réflectances dues à l'écume à 750 et 870 nm. On peut écrire qu'elles correspondent aux réflectances brutes auxquelles on a soustrait les réflectances marines :

$$\rho_{noise}(750) = \rho_{raw}(750) - \rho_w(750) \quad (4-22)$$

et

$$\rho_{noise}(870) = \rho_{raw}(870) - \rho_w(870) \quad (4-23)$$

Nous pouvons re-écrire ces deux équations en les combinant aux équations (4-20) et (4-21) respectivement, de telle sorte que l'on peut estimer les termes  $\rho_{noise}(750)$  et  $\rho_{noise}(870)$  par

$$\rho_{noise}(750) \approx \rho_{raw}(750) - \rho_{raw}(620) \cdot \frac{a_w(620)}{a_w(750)} \approx \rho_{raw}(750) - \frac{\rho_{raw}(620)}{9.0} \quad (4-24)$$

puis

$$\rho_{noise}(870) \approx \rho_{raw}(870) - \rho_{raw}(670) \cdot \frac{a_w(670)}{a_w(870)} \approx \rho_{raw}(870) - \frac{\rho_{raw}(670)}{9.9} \quad (4-25)$$

Dans ces deux dernières relations, nous avons fait l'hypothèse que les réflectances brutes à 620 et 670 nm ne sont pas très différentes des réflectances marines dans les mêmes canaux, et les valeurs des coefficients d'absorption de l'eau pure ont été estimés à partir de la littérature [Hale et Query, 1973 ; Kou et al., 1993 ; Sogandares et Fry, 1997 ; Pope et Fry, 1997 ; Palmer et Williams, 1977 ; Morel et Prieur, 1977 ; Morel et Gentili, 1993 ; Morel et Antoine, 1994 ; Morel, 1988 ; Morel et Maritorena, 2001].

La correction finale consiste alors à prendre la valeur moyenne des réflectances de bruit à 750 et 870 nm,  $\overline{\rho_{noise}}$ ,

$$\overline{\rho_{noise}} = \frac{\rho_{noise}(750) + \rho_{noise}(870)}{2} \quad (4-26)$$

que l'on retranche aux réflectances brutes de tous les canaux. L'équation (4-16) traduisant la correction dans la version initiale de l'algorithme se re-écrit alors comme

$$\rho''_{w,i} = \left( \rho''_{raw,i} - \rho''_{sky,i} \right)_{i=1,10} - \overline{\rho_{noise}} \quad (4-27)$$

Bien sûr, nous avons fait beaucoup d'approximations, et cette étude devrait être approfondie, notamment en tenant compte de la variation spectrale de la rétrodiffusion marine, mais aussi en calculant des ensembles de coefficients d'absorption et de rétrodiffusion de l'eau propres à quelques scènes typiques (eaux claires du large, eaux turbides riches en sédiments, en substances jaunes, etc...). D'autre part, il faudrait différencier d'avantage les réflectances brutes et marines à 620 et 670 nm en procédant à des itérations des équations (4-24) et (4-25).

Malgré toutes ces approximations, nous avons décidé de laisser cette partie de l'algorithme telle quelle, pour deux raisons :

- finalement, au lieu de soustraire la totalité du signal proche infrarouge, nous n'en soustrayons qu'une partie. Nous ne pouvons donc pas sur-corriger, et si l'on sous-corrige, ça n'est que de 0.004 maximum en terme de réflectances (à cause du seuil à 870 nm) ;
- nous avons vérifié l'amplitude de cette correction pour différents types d'eau, et nous avons vu que pour des eaux claires, la presque totalité du signal proche infrarouge est soustraite. Par exemple, dans le cas de la mesure présentée dans le tableau 4-3, le signal marin à 870 nm ainsi estimé est inférieur à 0.0002. Par contre, le signal marin à 870 nm estimé pour les campagnes ZEELEEUW au large de la Belgique peut atteindre 0.002.

## 4.4 Etalonnage des instruments

Les deux gains de l'instrument sont étalonnés de manière différente. Nous allons décrire dans cette section la méthode d'étalonnage propre à chaque gain.

### 4.4.1 Etalonnage en mode gain faible

Le gain faible, utilisé lors des visées solaires, est étalonné en intensité solaire selon la méthode de Bouguer-Langley. Cette méthode consiste à mesurer au bas de l'atmosphère l'intensité solaire pour différentes masses d'air (i.e., pour différents angles zénithaux solaires, ou encore à différentes heures de la journée), puis d'extrapoler cette intensité à la masse d'air nulle, i.e. hors atmosphère. Lors d'un étalonnage, plusieurs mesures de l'intensité solaire sont réalisées de manière régulière durant une demi-journée, lorsque le ciel est clair et surtout très stable.

En modifiant l'équation (4-4), il vient

$$\ln\left(\frac{E_i(\theta_s)}{E_{so,i}} \cdot \left(\frac{d}{d_0}\right)^2\right) = \ln\left(\frac{CN_{low,i}(\theta_s)}{CN_{low,i}^0} \cdot \left(\frac{d}{d_0}\right)^2\right) = -\tau_{atm,i}^{tot} \cdot m(\theta_s) \quad (4-28)$$

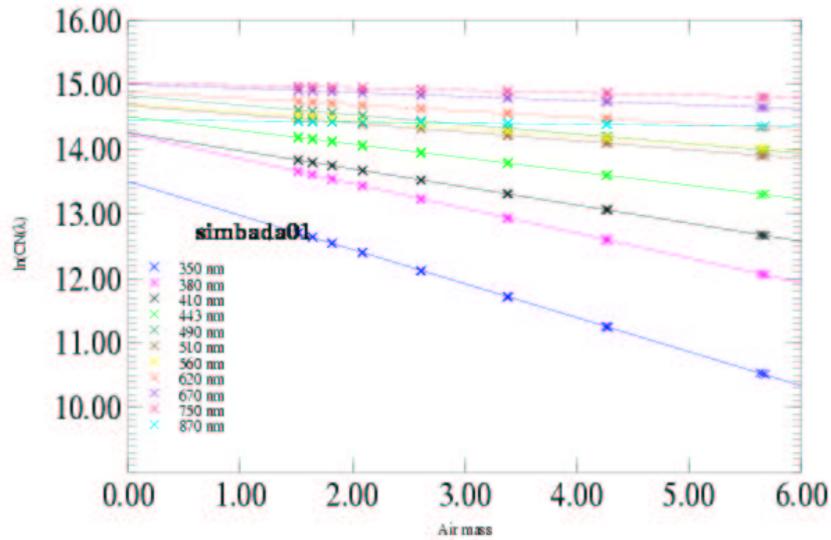
C'est à dire que, comme déjà mentionné, il n'est pas nécessaire de connaître la valeur du coefficient d'étalonnage  $K_{low,i}$  introduit à l'équation (4-3) pour estimer l'épaisseur optique atmosphérique totale, mais uniquement la valeur extrapolée hors atmosphère du logarithme népérien des comptes numériques en mode gain faible,  $\ln(CN_{low,i}^0)$ .

En écrivant l'équation (4-28) de la manière suivante

$$\ln(CN_{low,i}(\theta_s)) = \ln(CN_{low,i}^0) - 2\ln\left(\frac{d_0}{d}\right) - \tau_{atm,i}^{tot} \cdot m(\theta_s) \quad (4-29)$$

on voit que pour une atmosphère stable durant l'étalonnage, le logarithme népérien des comptes numériques enregistrés au cours de l'étalonnage varie linéairement avec la masse d'air (la pente étant l'épaisseur optique totale). Après une régression linéaire (méthode des moindres carrés), et par extrapolation à la masse d'air nulle, il est possible d'estimer la valeur prise par  $CN_{low,i}^0$ .

La figure 4-4 illustre le résultat de l'étalonnage du SIMBADA #01 réalisé le 05 octobre 2002.



**Figure 4-4.** Exemple de graphe issu d'un étalonnage gain faible par la méthode de Bouguer-Langley du SIMBADA #01 réalisé le 05 octobre 2002.

Nos étalonnages du gain faible sont tous réalisés au Stephenson Peak, Mount Laguna, Californie (1896 m). Ce site montagneux est situé à proximité d'un désert, et, par conséquent, l'atmosphère y est souvent claire, mais surtout très stable, donc très propice à la qualité des étalonnages.

#### 4.4.2 Etalonnage en mode gain fort

Le gain fort, utilisée lors des visées marines, est étalonné en luminance devant une sphère intégratrice. Une telle sphère délivre une luminance  $L_{sph}(\lambda)$  connue et donnée par le constructeur [Hovis et Knoll, 1983]. On peut alors exprimer la luminance  $\overline{L_{sph,i}}$  vue à travers chaque filtre  $i$  de longueur d'onde centrale  $\lambda_i$  et de transmission  $t_i(\lambda)$  par

$$\overline{L_{sph,i}} = \frac{\int_{\Delta\lambda_i} L_{sph}(\lambda) \cdot t_i(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{\Delta\lambda_i} t_i(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (4-30)$$

où  $\Delta\lambda_i$  est l'étendue spectrale du filtre  $i$  pour laquelle sa transmission est significative. Ainsi, le coefficient d'étalonnage du canal  $i$ ,  $K_{high,i}$ , est déterminé par

$$K_{high,i} = \frac{\overline{L_{sph,i}}}{CN_{high,i}} \quad (4-31)$$

où  $CN_{high,i}$  est la valeur des comptes numériques enregistrés en mode gain fort devant l'ouverture de la sphère.

Les radiomètres ont été étalonnés régulièrement devant la sphère de la SIO (*Scripps Institution of Oceanography*) et devant les deux sphères du LOA. Ils n'ont été qu'occasionnellement étalonnés devant la sphère du GSCF (*Goddard Space Flight Center*) et devant la sphère du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) à Tanegashima lors de l'étalonnage au sol avant lancement du capteur POLDER. Toutes ces sphères intégratrices sont elles-mêmes raccordées régulièrement à des étalons nationaux. La sphère de la SIO a été suivie et régulièrement raccordée à l'étalon du NIST (*National Institute of Standards and Technology*) et a été utilisé lors d'activités d'intercomparaisons radiométriques [Meister et al., 2003]. Sa stabilité a été estimée à mieux que 1% par an [Meister et al., 2001], et c'est cette sphère qui nous servira de référence.

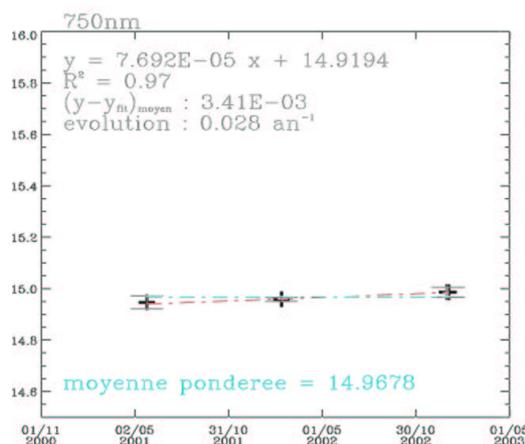
#### 4.5 Gestion des coefficients d'étalonnage

L'étalonnage étant assez critique dans l'étude de la couleur de l'océan, nous avons voulu que la détermination des coefficients d'étalonnage se fasse de la manière la plus précise possible. Dans cette section, nous présentons deux études réalisées dans ce but.

##### 4.5.1 Vieillesse des filtres et des détecteurs

Historiquement, les données du réseau SIMBAD étaient dépouillées en leur appliquant des coefficients d'étalonnages qui étaient les plus proches en terme de temps. Dès la mise en œuvre du réseau SIMBADA, un effort sur le nombre et sur la régularité des étalonnages a été soutenu.

La première amélioration apportée à la détermination des coefficients d'étalonnage a été d'estimer une fonction de vieillissement des filtres et détecteurs, en procédant simplement à une régression linéaire de ces coefficients en fonction de la date des étalonnages correspondants. Ainsi, pour dépouiller des mesures enregistrées à une date  $d$ , un coefficient d'étalonnage déterminé par la valeur régressée à la date  $d$  leur est appliqué. La figure 4-5 donne un exemple de la régression des coefficients du mode gain faible du canal à 750 nm du SIMBADA#06 (il s'agit plus exactement d'une régression des valeurs de  $\ln(CN_{low,i}^0)$ ).



**Figure 4-5.** Estimation du vieillissement du canal à 750 nm du SIMBADA#06 par régression linéaire des valeurs de  $\ln(CN^0_{low,750})$  estimées à chaque étalonnage en fonction de la date. Les barres d'erreur (qui ne sont pas à l'échelle car trop petites) reflètent la stabilité de l'atmosphère durant l'étalonnage (erreur sur l'ordonnée à l'origine) et sont utilisées pour pondérer la régression.

De plus, la régression des coefficients d'étalonnage en mode gain faible est pondérée par la qualité de chaque étalonnage. En effet, ceux-ci étant réalisés selon la méthode de Bouguer-Langley, il est possible d'estimer pour chaque étalonnage une erreur sur l'ordonnée à l'origine, i.e., une l'erreur sur l'estimation de  $\ln(CN^0_{low,i})$  ; le poids pris en compte dans la régression des coefficients d'étalonnage est alors pris égal à l'inverse du carré de cette erreur (cf. figure 4-5).

Ceci permet non seulement d'estimer un coefficient d'étalonnage plus justement, mais également de juger de la stabilité des filtres et détecteurs, ou encore de repérer un étalonnage suspect. Le tableau 4-4 donne les évolutions annuelles de chaque canal de chaque instrument. Ce sont les pentes des régressions linéaires de  $\ln(CN^0_{low,i})$  en fonction de la date (le SIMBADA#09 a été confié au réseau SIMBIOS avant que nous ayons pu estimer le vieillissement de ses canaux, et le SIMBADA #13 n'a malheureusement pu être étalonné qu'une seule fois également).

**Tableau 4-4.** Evolutions annuelles de chaque canal de chaque instrument.

	350 nm	380 nm	410 nm	443 nm	490 nm	510 nm	560 nm	620 nm	670 nm	750 nm	870 nm
SIMBADA#01	-0.100	-0.135	-0.063	-0.070	-0.052	-0.027	0.002	-0.005	-0.009	-0.013	-0.133
SIMBADA#02	-0.020	-0.101	-0.008	-0.007	-0.018	-0.005	-0.015	-0.007	0.003	0.015	-0.020
SIMBADA#03	-0.207	-0.114	0.007	0.005	-0.002	0.001	0.027	0.025	0.010	0.025	-0.031
SIMBADA#04	-0.016	-0.121	-0.024	-0.013	-0.013	-0.004	-0.001	-0.021	-0.004	0.007	-0.023
SIMBADA#05	-0.085	-0.055	-0.268	-0.026	-0.023	-0.013	-0.012	-0.010	0.001	0.007	-0.009
SIMBADA#06	-0.002	-0.200	0.020	0.016	-0.008	-0.010	0.013	0.009	0.015	0.028	-0.062
SIMBADA#07	-0.017	-0.126	0.100	0.068	0.036	0.027	0.047	0.025	0.033	0.051	0.054
SIMBADA#08	0.038	-0.169	0.026	0.009	-0.160	0.006	0.036	0.033	0.019	0.031	-0.268
SIMBADA#09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SIMBADA#10	-0.049	-0.159	0.014	0.008	-0.009	0.004	0.021	0.014	0.017	0.033	0.030
SIMBADA#11	-0.138	-0.431	-0.077	-0.032	-0.050	-0.011	-0.031	-0.005	0.007	0.008	0.017
SIMBADA#12	-0.098	-0.192	-0.097	-0.084	-0.043	-0.032	-0.043	-0.016	-0.018	0.008	0.010
SIMBADA#13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SIMBADA#14	-0.229	-0.121	-0.070	-0.004	-0.038	0.003	0.353	0.002	-0.004	0.005	-0.001
SIMBADA#15	-0.033	-0.121	0.001	-0.003	-0.018	-0.002	0.012	0.012	0.002	0.005	-0.016
SIMBADA#16	-0.038	-0.161	-0.027	-0.026	-0.018	-0.002	-0.009	-0.017	-0.016	0.009	0.025
SIMBADA#17	-0.049	-0.068	-0.021	-0.050	-0.026	0.012	-0.000	0.026	0.002	0.022	0.016
SIMBADA#18	-0.119	-0.307	-0.106	-0.099	-0.072	-0.045	-0.076	-0.063	-0.050	-0.021	-0.002
SIMBADA#19	-0.050	-0.164	0.054	0.058	0.057	0.028	0.038	0.043	0.025	0.046	0.027
SIMBADA#20	0.154	-0.231	-0.002	-0.014	-0.013	-0.092	0.061	0.030	0.009	0.006	-0.021

On voit qu'en règle générale, les canaux à 350, 380, 410 et 870 nm sont les moins stables. Nous avons alors déclaré un canal stable si son évolution ne dépasse pas 0.015 en valeur absolue par an. Remarquons que parfois, bien que son évolution soit supérieure à cette valeur, un canal peut quand même être utilisable, si la régression linéaire correspondante est très propre (i.e., si sa dégradation est stable). C'est le cas par exemple du canal à 750 nm du SIMBADA#06 (cf. figure 4-5), dont l'évolution est supérieure à 0.020 par an, mais pour lequel le coefficient de corrélation ( $r^2$ ) des points vaut 97%.

Enfin, l'étalonnage en gain fort des instruments étant réalisé devant une sphère intégratrice, chacun d'eux bénéficie des mêmes conditions (ce qui n'est pas le cas pour l'étalonnage en gain faible, la stabilité atmosphérique n'étant pas constante d'un étalonnage à l'autre), et ceci même lorsque la sphère vieillit. Dans ce dernier cas, le rapport signal sur bruit reste constant, et la précision de l'étalonnage n'est fonction que de la stabilité de la sphère. La régression des coefficients d'étalonnage en mode gain fort n'est donc pas pondérée.

#### 4.5.2 Utilisation simultanée des deux méthodes d'étalonnage

Dans cette section, nous présentons une étude permettant d'utiliser conjointement les deux gains et leurs méthodes d'étalonnage correspondantes pour déterminer les coefficients d'étalonnage. Le but de cette analyse est non seulement de vérifier la cohérence et la concordance des deux méthodes d'étalonnage et des étalons auxquels elles se réfèrent, mais aussi de déterminer les coefficients d'étalonnages de la manière la plus précise possible.

Pour cela, nous avons estimé un coefficient d'étalonnage commun à partir des deux gains de l'instrument, ce coefficient étant défini par le rapport d'une luminance connue vue à travers les filtres du radiomètre et du signal en mode gain fort qui lui est associé :

- devant une sphère intégratrice, ce signal est mesuré, et le coefficient commun n'est autre que le coefficient  $K_{high,i}$  défini au sens de l'équation (4-31) par le rapport de la luminance de la sphère vue à travers les filtres et du signal en mode gain fort mesuré ;
- dans le cas d'un étalonnage solaire, le signal en mode gain fort doit être estimé à partir du signal enregistré en mode gain faible, puisqu'il ne peut être mesuré. En effet, les détecteurs satureraient s'ils mesuraient l'intensité solaire en mode gain fort. Dans ce cas, le coefficient commun est défini par le rapport de la luminance solaire vue à travers les filtres et du signal en mode gain fort estimé, et est noté  $K_{high,i}^{sun}$ .

Dans cette étude, nous avons utilisé les coefficients  $K_{high,i}$  mesurés devant la sphère SIO, que nous utilisons comme sphère de référence (cf. section 4.4.2). Pour chacun d'entre eux, nous avons estimé un coefficient  $K_{high,i}^{sun}$  à partir des étalonnages Bouguer-Langley et de leur régression linéaire dans le temps, afin de tenir compte du vieillissement des filtres présenté dans la section précédente.

Le même système optique étant utilisé par les deux modes d'enregistrement, seules des valeurs différentes des résistances électriques définissent des gains électroniques différents. En définissant  $g_{elec,i}$  le rapport des résistances en mode gain faible et en mode gain fort pour le canal  $i$ , on peut estimer le signal qui serait mesuré en mode gain fort depuis le signal mesuré en mode gain faible :

$$CN_{high,i} = g_{elec,i} \cdot CN_{low,i} \quad (4-32)$$

et par conséquent le signal en mode gain fort correspondant au signal TOA,  $CN_{high,i}^0$ , produit du rapport  $g_{elec,i}$  et de  $CN_{low,i}^0$ .

Ce rapport a été déterminé par le rapport des signaux en modes gain faible et gain fort lorsque le radiomètre vise une plaque blanche en spectralon (de réflectance très proche de 1) posée horizontalement sur le sol et éclairée par le Soleil lors des étalonnages du gain faible par la méthode de Bouguer-Langley. En effet, une telle source lumineuse présente l'intérêt de pouvoir être mesurée selon les deux gains sans saturer le gain fort et sans être indétectable par le gain faible. Pour chaque canal de chaque instrument, plusieurs valeurs de ce rapport ont été déterminées lors des différents étalonnages Bouguer-Langley, et une précision (empirique) de typiquement 0.5% au-dessus de 400 nm a été calculée sur l'estimation du rapport  $g_{elec,i}$ .

Ce rapport  $g_{elec,i}$  a également été déterminé lors des différents étalonnages devant une sphère intégratrice. Dans ce cas, le signal enregistré en mode gain faible est peu intense, et la valeur déduite du rapport  $g_{elec,i}$  n'est utilisée qu'à titre informatif.

Pour déterminer le coefficient  $K_{high,i}^{sun}$ , il faut estimer la luminance solaire vue à travers chaque filtre du SIMBADA. Or, seules les valeurs de l'éclairement solaire TOA,  $E_{so}$ , ont été tabulées [Neckel et Labs, 1984]. En définissant l'éclairement solaire TOA vu à travers le filtre  $i$  au sens de l'équation (4-30),  $\overline{E_{so,i}}$ , la luminance solaire TOA vue à travers le filtre  $i$  de l'instrument,  $\overline{L_{so,i}}$ , est définie par

$$\overline{L_{so,i}} = \frac{\overline{E_{so,i}}}{\Omega_{fov}} \quad (4-33)$$

où  $\Omega_{fov}$  est l'angle solide de champ de vue (*fov* pour **Field Of View**) du SIMBADA. Cet angle a été calculé depuis les plans mécaniques du SIMBADA, puis calculé à partir d'une mesure de l'ouverture angulaire du SIMBADA, mesuré en déplaçant une source lumineuse ponctuelle devant l'instrument. Le lecteur intéressé trouvera en annexe 1 - section 4 les détails du protocole de mesure. La valeur de l'ouverture angulaire calculée est de 3.40°, et la valeur mesurée (avec le SIMBADA#08) est de 3.44°.

En combinant les équations (4-32) et (4-33), on peut calculer le coefficient  $K_{high,i}^{sun}$  selon

$$K_{high,i}^{sun} = \frac{\overline{L_{so,i}}}{CN_{high,i}^0} = \frac{\overline{E_{so,i}}}{g_{elec,i} \cdot CN_{low,i}^0} = \frac{\overline{E_{so,i}}}{\Omega_{fov} \cdot g_{elec,i} \cdot CN_{low,i}^0} \quad (4-34)$$

Pour chaque instrument et pour chaque canal, un coefficient  $K_{high,i}^{sun}$  a été calculé à la date de chaque étalonnage sphère SIO, et a été comparé au coefficient  $K_{high,i}$  correspondant. En règle générale, les rapports  $r_i^{sun, sph}$  définis par le rapport des coefficients  $K_{high,i}^{sun}$  et  $K_{high,i}$  (respectivement) sont constants d'un étalonnage sphère à l'autre, ce qui indique que les deux gains des instruments vieillissent de la même façon, ce qui est cohérent. En effet, ce sont plutôt les filtres et détecteurs qui vieillissent, et non pas les résistances électriques propres à chaque gain électronique.

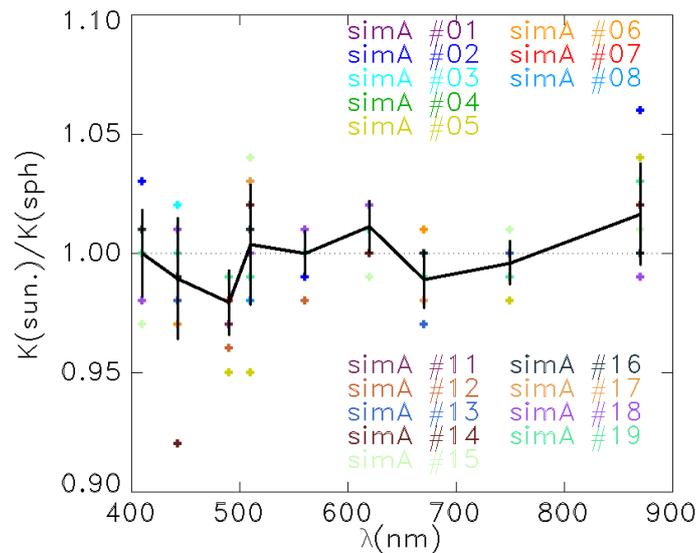
Enfin, pour chaque instrument, nous avons ajusté la valeur de l'ouverture angulaire  $\Omega_{fov}$  de manière à obtenir une moyenne des rapports  $r_i^{sun, sph}$  égale à 1 à  $10^{-3}$  près. Sur l'ensemble des instruments, la valeur des angles  $\Omega_{fov}$  ainsi obtenues est de  $3.456^\circ \pm 0.028^\circ$ , soit une variation de  $\pm 0.08\%$ .

Le tableau 4-5 donne pour chaque instrument et pour chaque canal que nous avons jugé stable (cf. section précédente) la valeur du rapport  $r_i^{sun, sph}$ . Les SIMBADA#09 et #10 n'ont pas été à ce jour étalonnés devant la sphère SIO, et ne figurent donc pas dans ce tableau.

**Tableau 4-5.** Valeurs des rapports  $r_i^{sun, sph}$  de chaque canal stable de chaque instrument.

	350 nm	380 nm	410 nm	443 nm	490 nm	510 nm	560 nm	620 nm	670 nm	750 nm	870 nm
SIMBADA#01	-	-	-	1.02	-	1.01	1.00	1.00	0.98	1.01	-
SIMBADA#02	1.04	-	1.03	0.97	0.96	0.95	0.99	1.02	1.00	0.98	1.06
SIMBADA#03	-	-	1.00	1.02	0.98	0.99	1.01	1.02	0.97	1.01	-
SIMBADA#04	-	-	-	1.00	0.97	1.01	1.01	1.01	0.99	1.00	-
SIMBADA#05	-	-	-	-	0.95	0.95	0.98	0.99	0.97	0.98	1.04
SIMBADA#06	1.08	-	1.00	0.97	0.99	1.02	1.00	1.02	1.01	0.99	-
SIMBADA#07	-	-	-	-	0.98	1.00	1.01	1.02	1.00	1.00	-
SIMBADA#08	-	-	1.01	1.00	-	0.98	1.01	1.02	1.00	0.99	-
SIMBADA#09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SIMBADA#10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SIMBADA#11	-	-	-	0.98	0.97	1.01	1.00	1.02	0.98	1.01	1.02
SIMBADA#12	1.03	-	-	-	0.96	1.02	0.98	1.00	0.99	0.99	1.02
SIMBADA#13	-	-	-	0.98	0.99	1.03	1.00	1.02	0.97	1.00	1.00
SIMBADA#14	-	-	-	0.92	0.99	1.02	-	1.00	0.99	0.99	1.02
SIMBADA#15	-	-	0.97	0.99	0.99	1.04	1.00	0.99	1.00	1.01	1.01
SIMBADA#16	-	-	1.01	0.99	0.99	1.01	1.01	1.01	1.00	0.99	1.00
SIMBADA#17	-	-	-	1.00	0.99	1.03	1.00	1.01	0.98	0.99	0.99
SIMBADA#18	-	-	0.98	1.01	0.99	1.00	1.01	1.02	0.99	0.99	0.99
SIMBADA#19	-	-	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	0.99	0.99	1.03
SIMBADA#20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

La figure 4-6 donne une représentation graphique du tableau 4-5, ainsi que la valeur moyenne et l'écart type du rapport  $r_i^{sun, sph}$  pour chaque canal.



**Figure 4-6.** Variation spectrale des rapports  $r_i^{sun, sph}$  de chaque instrument (sauf les SIMBADA#09, #10 et #20). La courbe noire montre l'évolution moyenne (plus ou moins l'écart type).

On voit sur cette figure que l'évolution moyenne des  $r_i^{sun, sph}$  ne montre aucun effet spectral, et qu'en moyenne les coefficients d'étalonnage estimés à partir des deux gains s'accordent à 1 ou 2%.

En pratique, les coefficients d'étalonnage du gain faible sont corrigés par la valeur du rapport  $r_i^{sun, sph}$  correspondant, ce qui revient en définitive à utiliser les deux méthodes d'étalonnage pour estimer le jeu de coefficients d'étalonnage de chaque instrument, à chaque date de campagne :

- le vieillissement des filtres et détecteurs est estimé à partir de l'évolution des coefficients d'étalonnage du gain faible ;
- une correction égale à la valeur du rapport  $r_i^{sun, sph}$  est appliquée aux coefficients d'étalonnage du gain faible, ce qui revient à prendre la sphère SIO comme référence.

#### 4.6 Précision des mesures

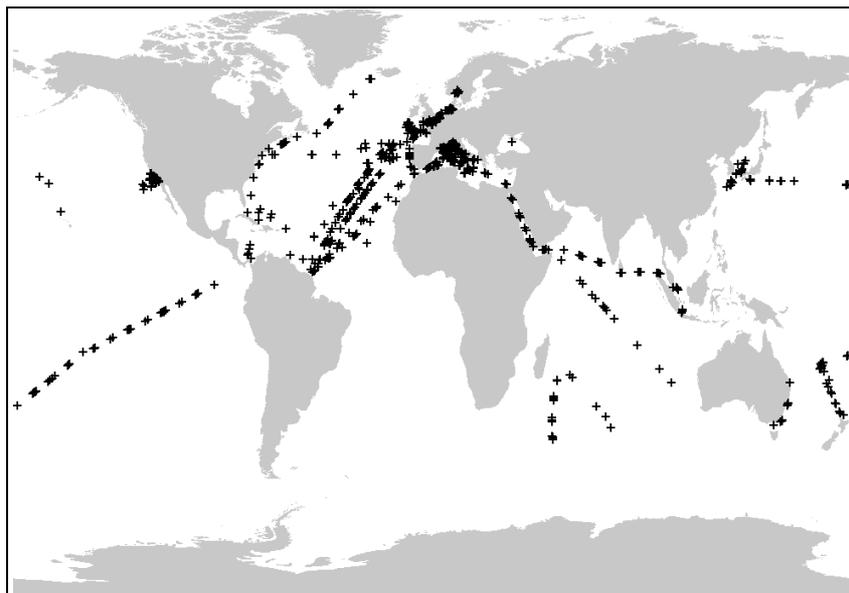
Le SIMBADA est une version évoluée du SIMBAD. La principale différence entre les deux versions est le nombre de canaux, les autres caractéristiques techniques étant identiques. Les erreurs de mesures dues à l'instrument lui-même sont donc similaires pour les deux versions. L'effort d'étalonnage étant plus soutenu pour le SIMBADA que pour le SIMBAD, on s'attend à une précision légèrement meilleure pour le premier. En reprenant les chiffres publiés par [Deschamps et al., 2004], on estime que la précision des mesures d'épaisseur optique du SIMBADA est légèrement meilleure que 0.02 dans le bleu et 0.01 dans l'infra rouge, et que la précision des mesures de réflectance marine est meilleure que  $13.9 \times 10^{-4}$  dans le bleu et  $1.6 \times 10^{-4}$  dans l'infra rouge. [Deschamps et al., 2004] ont montré que la précision des mesures est principalement gouvernée par la précision de la détermination des coefficients d'étalonnage.

#### 4.7 Présentation de la base de données in situ réalisée avec le réseau SIMBADA

Depuis le début des opérations SIMBADA, et à la date de la rédaction de ce manuscrit, environ 3170 spectres d'épaisseurs optiques et 2270 spectres de réflectances marines ont été collectés, dans la plupart des mers et océans, comme le montre la figure 4-7.

La grande variabilité des situations rencontrées (hautes et basses latitudes, milieux côtiers et océans ouverts, ...), fait de cette base de données un outil particulièrement bien adapté aux travaux d'étalonnage en vol de capteurs spatiaux et de validation des observations spatiales qu'ils réalisent.

Cet outil est d'autant plus intéressant que tous les paramètres utiles à la vérification des observations spatiales sont accessibles, y compris les paramètres atmosphériques.



**Figure 4-7.** Localisation de l'ensemble des mesures réalisées avec le réseau de radiomètres SIMBADA, depuis le début de son opération.

## 4.8 Conclusion

Le radiomètre optique SIMBADA, version améliorée du SIMBAD, est un instrument de terrain très maniable, réalisant des mesures in situ et au-dessus de la surface de l'épaisseur optique en aérosols et de la réflectance marine, et représente une alternative à moindre coût aux mesures réalisées sous la surface. Grâce à une dualité de modes d'observation, les paramètres atmosphériques et marins peuvent être mesurés quasi simultanément, ce qui en fait un instrument autonome et suffisant pour les travaux de vérification d'observations spatiales de la couleur de l'océan.

La caractéristique principale du SIMBADA est la réduction drastique de la réflexion parasite de la luminance du ciel sur l'interface air/mer par polarisation : La composante parallèle de cette réflexion est fortement réduite par une observation à l'angle de Brewster, tandis que la

composante orthogonale est coupée par un polariseur correctement placé devant les filtres et détecteurs de l'instrument.

Vingt radiomètres sont déployés en mer depuis février 2001, grâce à une collaboration avec des scientifiques et des marins volontaires, ce qui a permis de récolter près de 2300 spectres de réflectances marines. La base de données ainsi créée représente un moyen bien approprié à la vérification des observations spatiales de la couleur de l'eau.



## CHAPITRE 5. COMPARAISON DES MESURES REALISEES PAR LE SIMBADA A D'AUTRES MESURES IN SITU

5.1	Introduction.....	66
5.2	Validation des paramètres marins avec le radiomètre SPMR.....	67
5.2.1	Localisation des mesures.....	67
5.2.2	Le radiomètre SPMR.....	68
5.2.3	Comparaison des éclairagements descendants .....	69
5.2.4	Validation des réflectances marines .....	74
5.3	Validation des paramètres atmosphériques avec le photomètre solaire MicroTops.....	87
5.3.1	Localisation des mesures.....	87
5.3.2	Le photomètre solaire MicroTops.....	87
5.3.3	Validation des paramètres atmosphériques.....	88
5.4	Validation des paramètres marins avec le radiomètre TriOS .....	92
5.4.1	Localisation des mesures.....	92
5.4.2	Le spectroradiomètre TriOS .....	93
5.4.3	Comparaison des éclairagements descendants .....	93
5.4.4	Validation des réflectances marines .....	100
5.5	Conclusion .....	104

## 5.1 Introduction

Avant de consacrer un chapitre à l'utilisation du réseau de radiomètres optiques SIMBADA pour la vérification d'observations spatiales de la couleur de l'océan, nous allons décrire dans ce chapitre trois travaux de comparaison entre le radiomètre SIMBADA et d'autres "vérités sol" que nous avons eu l'opportunité de réaliser. Ce travail a permis de caractériser expérimentalement la précision des mesures SIMBADA.

Le premier travail porte sur la comparaison de mesures de réflectances marines réalisées simultanément par le SIMBADA et par un autre radiomètre optique, le Satlantic - SPMR (*SeaWiFS Profiling Multichannel Radiometer* ; voir le site web <http://www.satlantic.com>), lors de campagnes océanographiques appelées BOUSSOLE, qui se déroulent au site DYFAMED (*DYnamique des Flux de mAtière en MEDiterranée* ; voir le site web [http://www.obs-  
vlfr.fr/sodyf/home.htm](http://www.obs-vlfr.fr/sodyf/home.htm)). Cet endroit présente un double intérêt :

- le premier est scientifique et réside dans le fait que les masses d'eau qui y évoluent sont très homogènes dans un intervalle de temps de quelques jours, car il est situé au centre d'une circulation cyclonique, les courants marins y sont donc lents (la profondeur y est d'environ 2400 m) ;
- Le deuxième est technique, car beaucoup de mesures sont réalisées à cet endroit. C'est d'ailleurs pour cela que le jeu de données collectées simultanément par le SIMBADA et le SPMR est assez conséquent, et la comparaison intéressante. Ce site va d'ailleurs accueillir une bouée sur laquelle seront fixés en permanence des instruments destinés à la validation d'observations spatiales de la couleur de l'océan.

Le deuxième travail concerne la comparaison de mesures des paramètres atmosphériques réalisées simultanément par le SIMBADA et par un photomètre solaire, le Solar Light - MicroTops, pendant une campagne destinée à l'estimation du contenu atmosphérique en aérosols au large de l'Asie. Cette campagne, appelée ACE-ASIA (*Aerosol Characterization Experiment in ASIA*), s'est déroulée de mars à avril 2001, et avait pour but de collecter un nombre important de mesures atmosphériques, en vue d'enrichir la base de données américaine SEABASS (voir section 5.3.1).

Le troisième travail porte sur la comparaison de réflectances marines réalisées simultanément par le SIMBADA et par un spectroradiomètre TriOS - RAMSES (appelé TriOS dans la suite du manuscrit) lors de campagnes océanographiques (appelées ZEELEEUW et BELGICA) ayant eu

lieu en Mer du Nord, au large de la Belgique, en 2002 et 2003, ainsi que lors d'exercices d'inter-étalonnage réalisés au large de Plymouth, U.-K., en 2001 et 2002 (campagne appelée SQUILLA, du nom du navire).

Dans les trois cas, nous avons pu tirer profit de la dualité du radiomètre SIMBADA :

- nous avons pu mesurer l'épaisseur optique en aérosols lors des campagnes BOUSSOLE et des campagnes ZEELEEUW, BELGICA et SQUILLA en Manche/Mer du Nord et ainsi comparer les mesures d'éclairements descendants réalisés par les instruments SPMR et TriOS ;
- nous avons pu collecter des mesures de réflectances marines au large de l'Asie lors de la campagne ACE-ASIA. Ces mesures seront utiles pour la validation d'observations spatiales de la couleur de l'océan.

## 5.2 Validation des paramètres marins avec le radiomètre SPMR

### 5.2.1 Localisation des mesures

Les campagnes BOUSSOLE sont des campagnes océanographiques organisées par le Laboratoire d'Océanographie de Villefranche (resp. David Antoine), réalisées de manière régulière, à raison de deux à trois jours par mois. Le site de mesure est situé à 43°22' Nord, 7°54' Est, c'est à dire en Mer Ligure (Mer Méditerranée ouest, cf. figure 5-1).



Figure 5-1. Localisation des campagnes BOUSSOLE en Mer Ligure.

Lors de chaque campagne, un radiomètre Satlantic SPMR (cf. section suivante) réalise des mesures du rapport d'éclairements sous la surface et, pour 14 d'entre elles, un radiomètre SIMBADA a réalisé des mesures d'épaisseurs optiques en aérosols et de réflectances marines (cf. tableau 5-1). Au total, 117 mesures ont été réalisées simultanément par le SPMR et par le SIMBADA.

**Tableau 5-1.** Campagnes BOUSSOLE pendant lesquelles un SIMBADA a été embarqué.

nom de la campagne	date	nombre de mesures réalisées par le SIMBADA (n° du SIMBADA)
BOUSSOLE#01	22-23-24 juillet 2001	18 (SIMBADA #04)
BOUSSOLE#02	02-03 septembre 2001	20 (SIMBADA #08)
BOUSSOLE#05	03-04 décembre 2001	08 (SIMBADA #02)
BOUSSOLE#09	24 mars 2002	06 (SIMBADA #11)
BOUSSOLE#11	20 mai 2002	03 (SIMBADA #15)
BOUSSOLE#12	27-28 juin 2002	05 (SIMBADA #19)
BOUSSOLE#13	20-21-22 juillet 2002	14 (SIMBADA #05)
BOUSSOLE#14	03 septembre 2002	02 (SIMBADA #05)
BOUSSOLE#15	05 octobre 2002	03 (SIMBADA #13)
BOUSSOLE#20	17 mars 2003	06 (SIMBADA #13)
BOUSSOLE#21	05 avril 2003	06 (SIMBADA #10)
BOUSSOLE#22	28-29 mai 2003	26 (SIMBADA #10)
BOUSSOLE#23	27-28-29 juin 2003	14 (SIMBADA #10)
BOUSSOLE#24	13-14-15 juillet 2003	21 (SIMBADA #10)

### 5.2.2 Le radiomètre SPMR

C'est un radiomètre optique immergé dans l'eau, réalisant une mesure de l'éclairement remontant  $E_u$  à différentes profondeurs lors d'une chute libre d'environ 20 mètres, dans 13 canaux spectraux allant de 412 à 865 nm (cf. tableau 5-2). La valeur de cet éclairement remontant est ensuite extrapolée à la profondeur nulle mais toujours sous la surface, valeur notée  $E_u(0^-)$ , puis normalisée par l'éclairement descendant juste sous la surface,  $E_d(0^-)$ . Ce dernier est calculé à partir de l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface,  $E_d(0^+)$ , mesuré par un SMSR (*SeaWiFS Multichannel Surface Reference*) dans les mêmes canaux spectraux que le SPMR. Les détails théoriques de la propagation des éclairements, luminances et réflectances marines à travers la surface ont été introduits au chapitre 3 de ce manuscrit (voir aussi le site web <http://www.satlantic.com>).

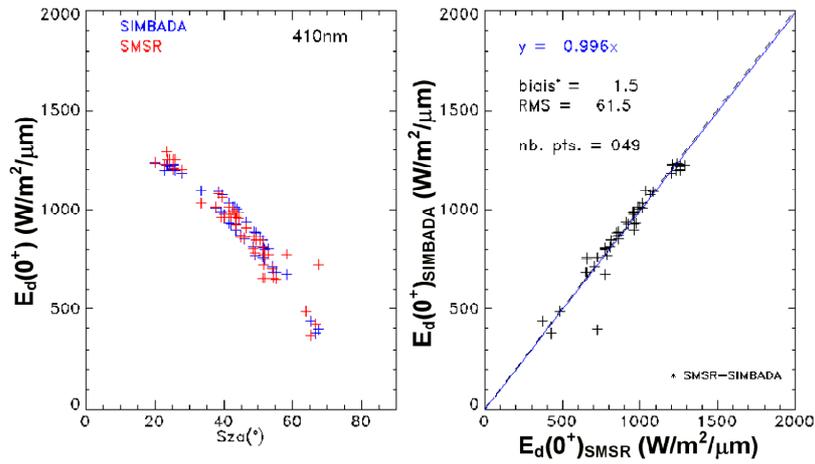
**Tableau 5-2.** Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ) des 13 canaux du SPMR.

canal n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$\lambda_c$ (nm)	412	443	456	490	510	532	560	620	665	683	705	779	865

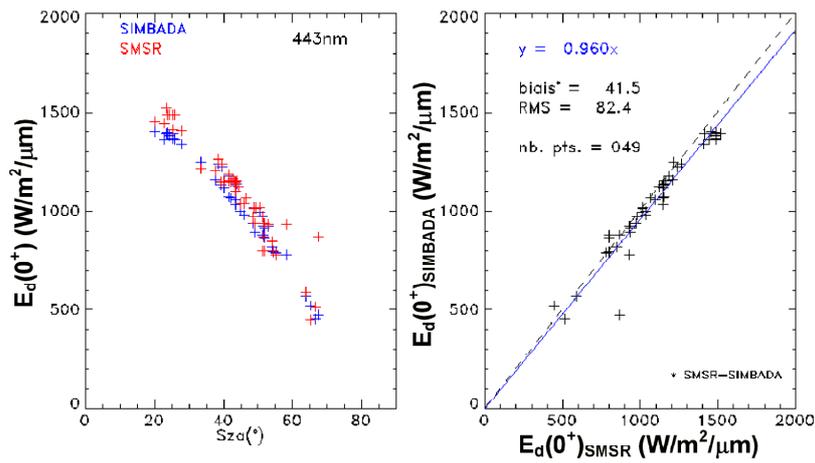
### 5.2.3 Comparaison des éclairagements descendants

Bien que cette étude soit destinée à la validation des paramètres marins, il est non seulement intéressant mais aussi utile de comparer dans un premier temps les éclairagements descendants  $E_d(0^+)$  mesurés ou calculés par les deux instruments, ceux-ci normalisant dans les deux cas le signal marin. Les figures 5-2 à 5-8 montrent, pour les sept canaux communs des deux instruments (410, 443, 490, 510, 560, 620 et 670 nm), le résultat de la comparaison de tous les éclairagements descendants  $E_d(0^+)$  mesurés simultanément par les deux instruments et que nous avons en notre possession. Sur chacune des figures, le graphique de gauche montre l'évolution des éclairagements descendants mesurés par les deux instruments en fonction de l'angle zénithal solaire (SIMBADA en bleu et SMSR en rouge), et le graphique de droite montre la comparaison directe des deux ensembles d'éclairagements (SMSR en abscisses et SIMBADA en ordonnées), ainsi qu'une régression linéaire entre les deux.

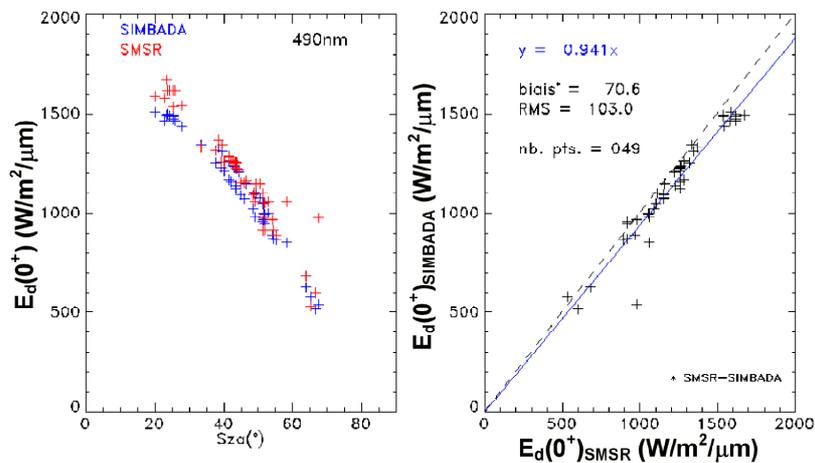
Cette comparaison montre qu'en général, les deux instruments s'accordent assez bien sur l'estimation de l'éclairement  $E_d(0^+)$ . La pente de la droite de régression linéaire varie de 1.00 à 410 nm jusqu'à 0.94 à 490 et 510 nm, puis remonte jusqu'à 1.00 dans le rouge. Les deux instruments s'accordent donc à environ 4% en moyenne sur l'ensemble du spectre.



**Figure 5-2.** Comparaison des éclairagements descendants mesurés au-dessus de la surface par le SIMBADA et le SPMR à 410 nm. Sur le graphique de gauche, on voit l'évolution des éclairagements descendants mesurés par le SIMBADA (en bleu) et par le SMSR (en rouge) en fonction de l'angle zénithal solaire. Sur le graphique de droite, les éclairagements SIMBADA sont reportés en fonction des éclairagements SMSR. La pente de la droite de régression, le biais et le RMS de l'écart entre les instruments ainsi que le nombre de points sont indiqués dans la zone de graphique.



**Figure 5-3.** idem figure 5-2, mais à 443 nm.



**Figure 5-4.** idem figure 5-2, mais à 490 nm.

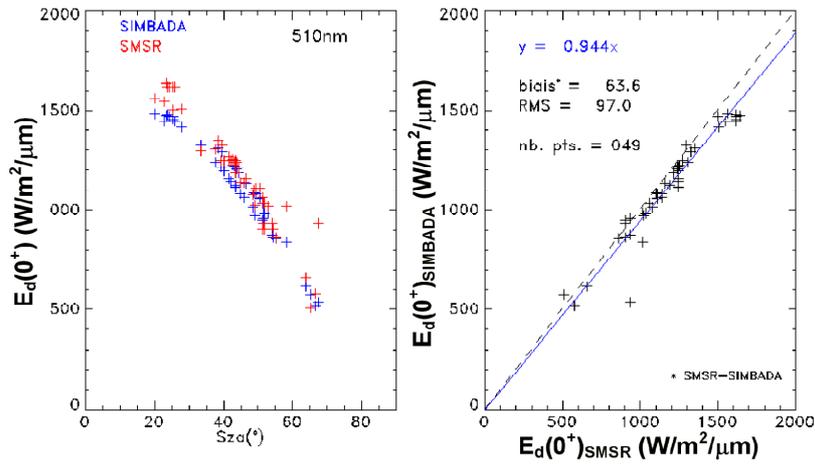


Figure 5-5. idem figure 5-2, mais à 510 nm.

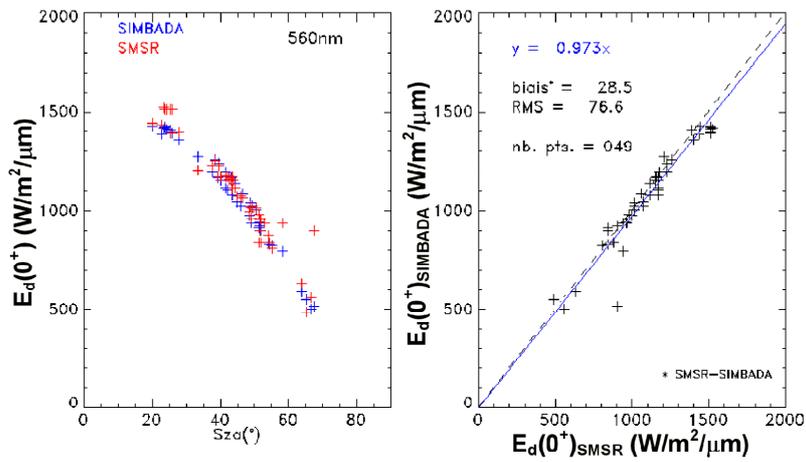


Figure 5-6. idem figure 5-2, mais à 560 nm.

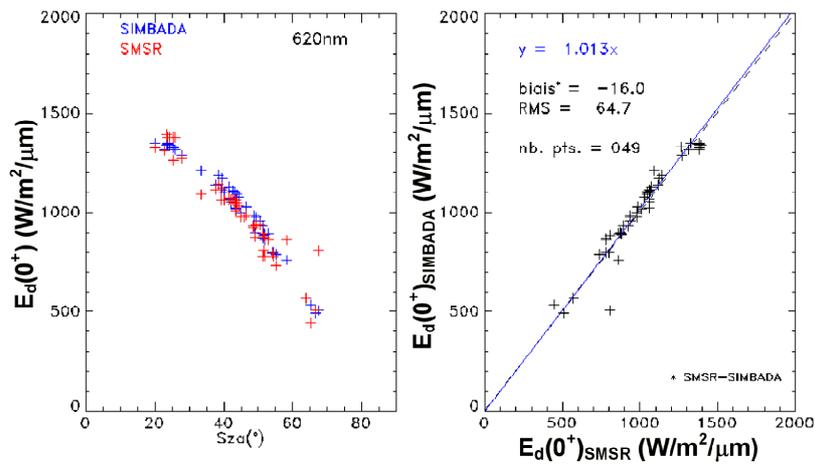


Figure 5-7. idem figure 5-2, mais à 620 nm.

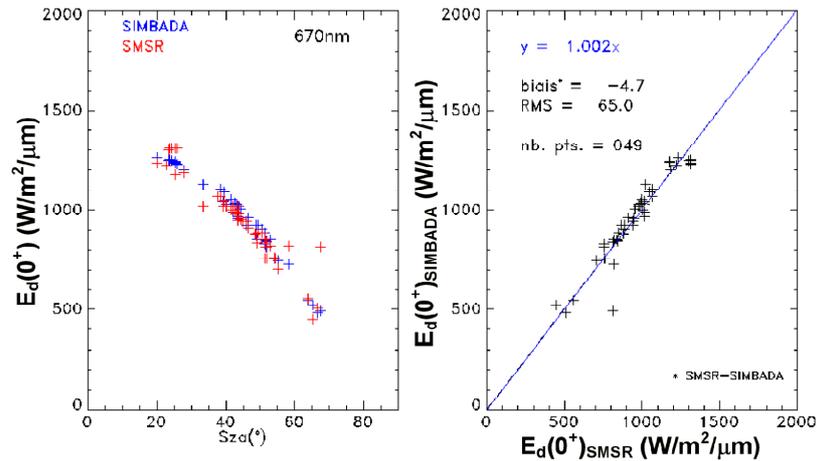
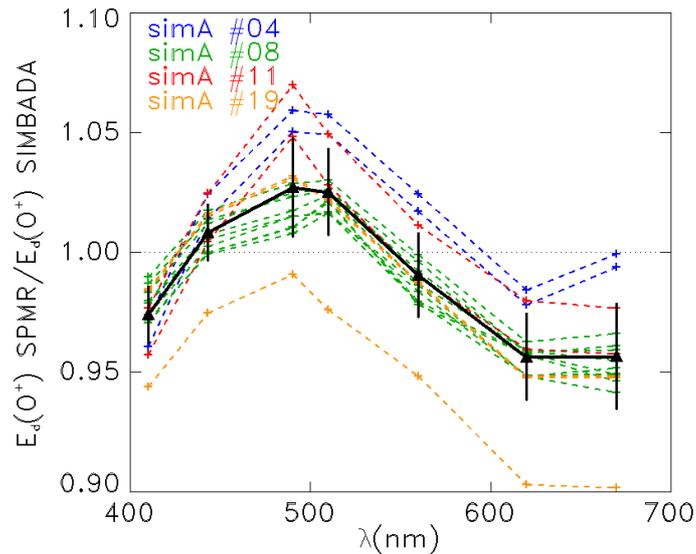


Figure 5-8. idem figure 5-2, mais à 670 nm.

On peut toutefois noter que deux mesures SMSR s'écartent invariablement du nuage de points sur chaque graphique de gauche. Cette erreur se reproduisant pour tous les canaux, elle a été attribuée à une perturbation nuageuse (la nébulosité notée par l'opérateur ce jour-là est de 1/8).

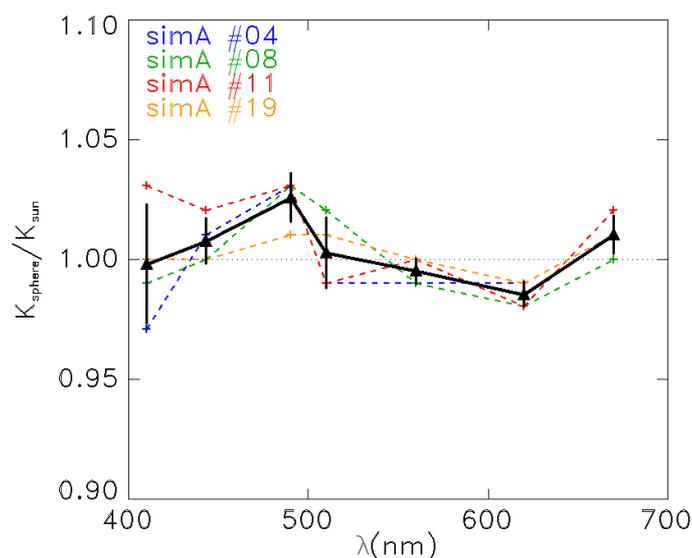
Nous avons voulu vérifier si une partie du léger désaccord observé sur les mesures d'éclairements pouvait s'expliquer par la différence des méthodes d'étalonnages des instruments. En effet, le gain faible du SIMBADA, utilisé pour la mesure de l'éclairement descendant, est étalonné sur une source solaire, alors que le SMSR est étalonné devant une sphère intégratrice, donc sur une source photométrique. Les deux capteurs ne se réfèrent donc pas aux mêmes types d'étalons. Pour faire ressortir l'impact d'un désaccord éventuel entre les étalonnages des deux instruments, nous avons calculé le rapport des éclairements descendants estimés par les deux instruments, mais sur un jeu de données restreint, pour lesquelles les conditions atmosphériques étaient quasi idéales : nébulosité nulle et angle zénithal solaire inférieur à  $55^\circ$ . La figure 5-9 montre le résultat de cette analyse pour les 16 mesures gardées (mesures enregistrées par les SIMBADA#04, #08, #11 et #19), ainsi que pour leur moyenne.



**Figure 5-9.** Variation spectrale du rapport des éclairages descendants mesurés par le SPMR/SMSR et par le SIMBADA respectivement, pour un jeu de données restreint, correspondant à des conditions atmosphériques idéales.

On voit sur cette figure un léger effet spectral commun à toutes les mesures, qui se traduit par le fait que le rapport des éclairages passe par un maximum (d'environ 2.5%) à 490 nm, puis décroît de chaque côté (d'environ 3%). Ceci va dans le sens des figures 5-2 à 5-8, et explique donc une partie du désaccord entre les estimations d'éclairages descendants faites par le SIMBADA et le SPMR.

Nous avons alors réalisé une comparaison analogue à celle présentée sur la figure 5-9, mais à partir des étalonnages du SIMBADA uniquement. En effet, comme nous venons de le mentionner, le gain faible est étalonné sur une source solaire, mais le gain fort est étalonné devant une sphère intégratrice (donc sur une source photométrique). Pour cela, nous avons repris puis modifié le graphique de la figure 4-6, qui représentait la variation spectrale des rapports  $r_i^{sun, sph}$ . Pour rappel, les  $r_i^{sun, sph}$  sont les rapports des coefficients d'étalonnages du SIMBADA en mode gain fort obtenus sur une source solaire d'une part et sur une source photométrique d'autre part. Il suffit d'inverser ces rapports pour construire un graphique comparable au graphique de la figure 5-9. La figure 5-10 montre le résultat obtenu avec les étalonnages des même SIMBADA ayant servi à tracer le graphique de la figure 5-9.

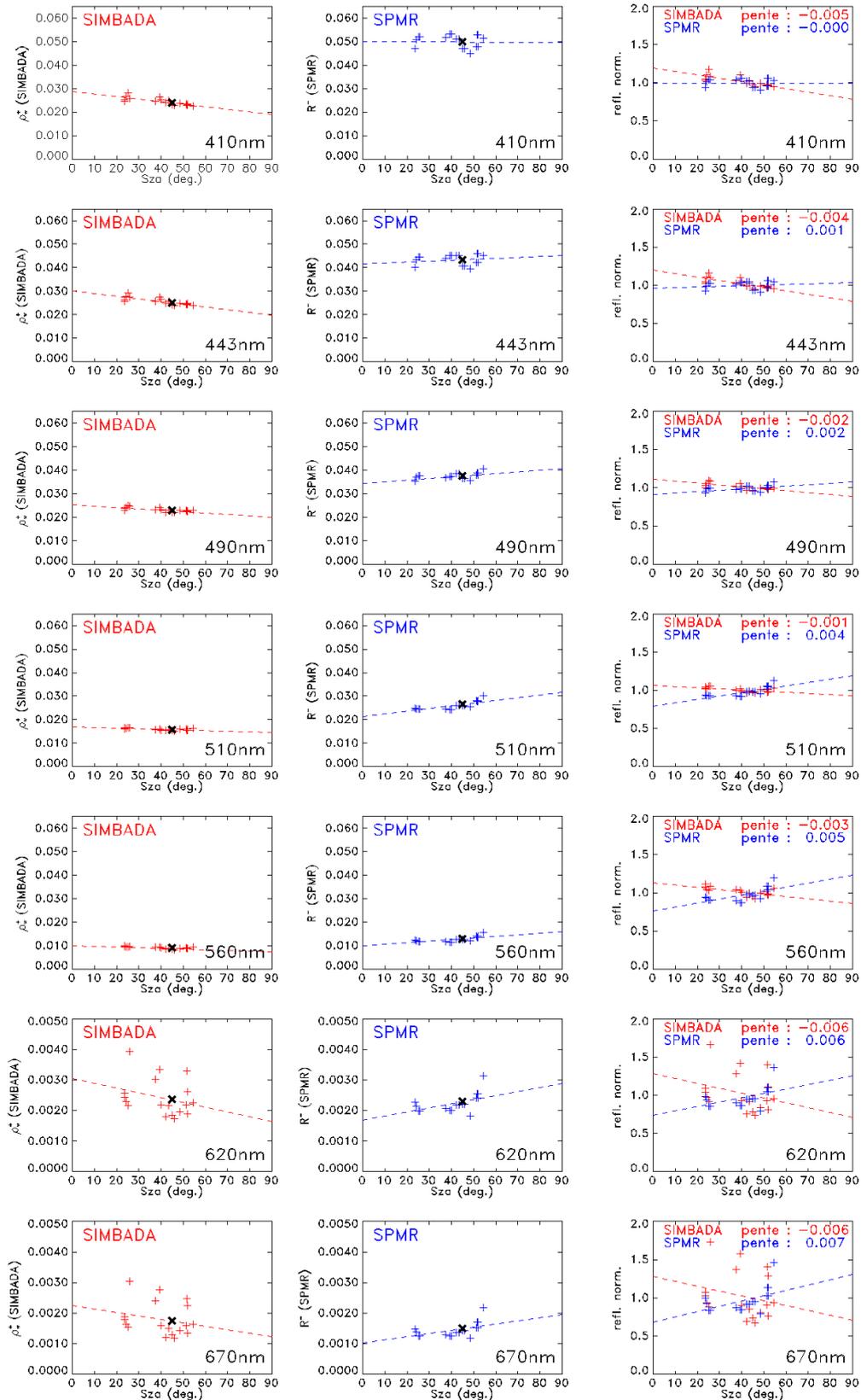


**Figure 5-10.** Evolution spectrale du rapport des coefficients d'étalonnage en mode gain fort du SIMBADA, obtenus sur une source photométrique et sur une source solaire respectivement. Cette figure est réalisée avec les mêmes instruments qui ont servi à la figure 5-9.

Cette fois, on ne voit pas d'effet spectral significatif. S'il y en a un, il est non seulement moins marqué (2% maximum à 490 nm), mais il ne se voit que sur la courbe moyenne, établie avec la moyenne des 4 instruments. Sur la figure 5-9, la moyenne est plus représentative des 4 instruments.

#### 5.2.4 Validation des réflectances marines

Les grandeurs mesurées par les deux instruments ne sont pas directement comparables. Toutefois, dans un premier temps et dans un but illustratif, nous présentons sur les figures 5-11 à 5-13 les données des deux instruments dans leurs formats standards pour trois des campagnes réalisées. Sur ces figures, nous avons tracé pour chaque canal l'évolution des réflectances marines au-dessus de la surface SIMBADA et des rapports d'éclaircissements sous la surface SPMR en fonction de l'angle zénithal solaire (ce sont les deux premiers graphiques de chaque ligne).



**Figure 5-11.** Mesures réalisées lors de la campagne BOUSSOLE#01 : Les graphiques de gauche représentent, pour chaque canal commun aux deux instruments, les réflectances marines mesurées par le SIMBADA en fonction de l'angle zénithal solaire, ainsi qu'une régression linéaire (la croix noire indiquant la valeur régressée à un angle solaire de 45°). Les graphiques centraux sont similaires aux graphiques de gauche, mais représentent les rapports d'éclaircements mesurés par le SPMR. Enfin, les graphiques de droite représentent les mesures des deux instruments normalisées chacune par leurs valeurs régressées à un angle solaire de 45°, ainsi qu'une régression linéaire.

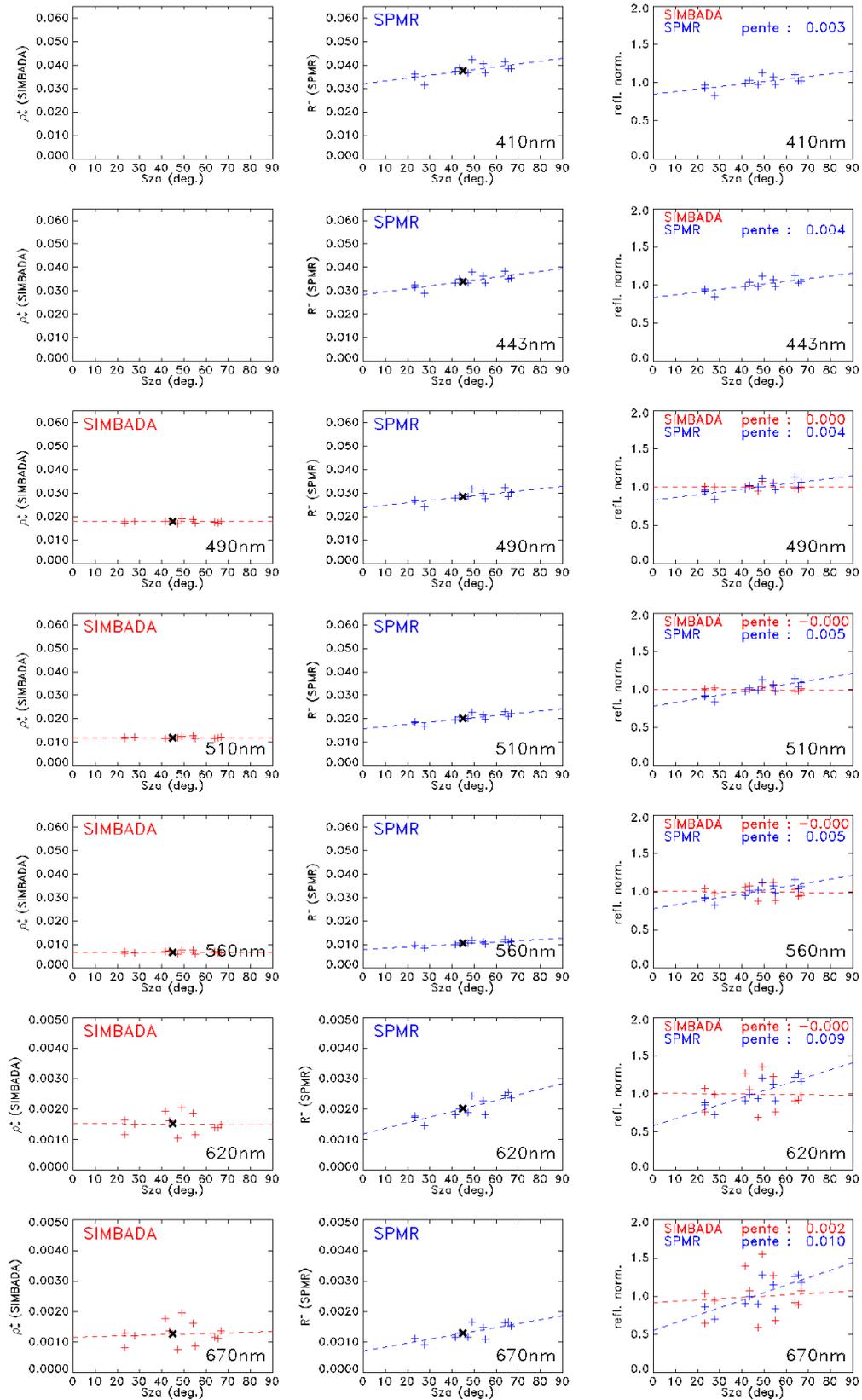


Figure 5-12. idem figure 5-11, mais pour la campagne BOUSSOLE#13. Remarquons que pour le SIMBADA ayant réalisé cette campagne, les canaux à 410 et 443 nm sont considérés comme des canaux instables, et les réflectances ne sont donc pas disponibles.

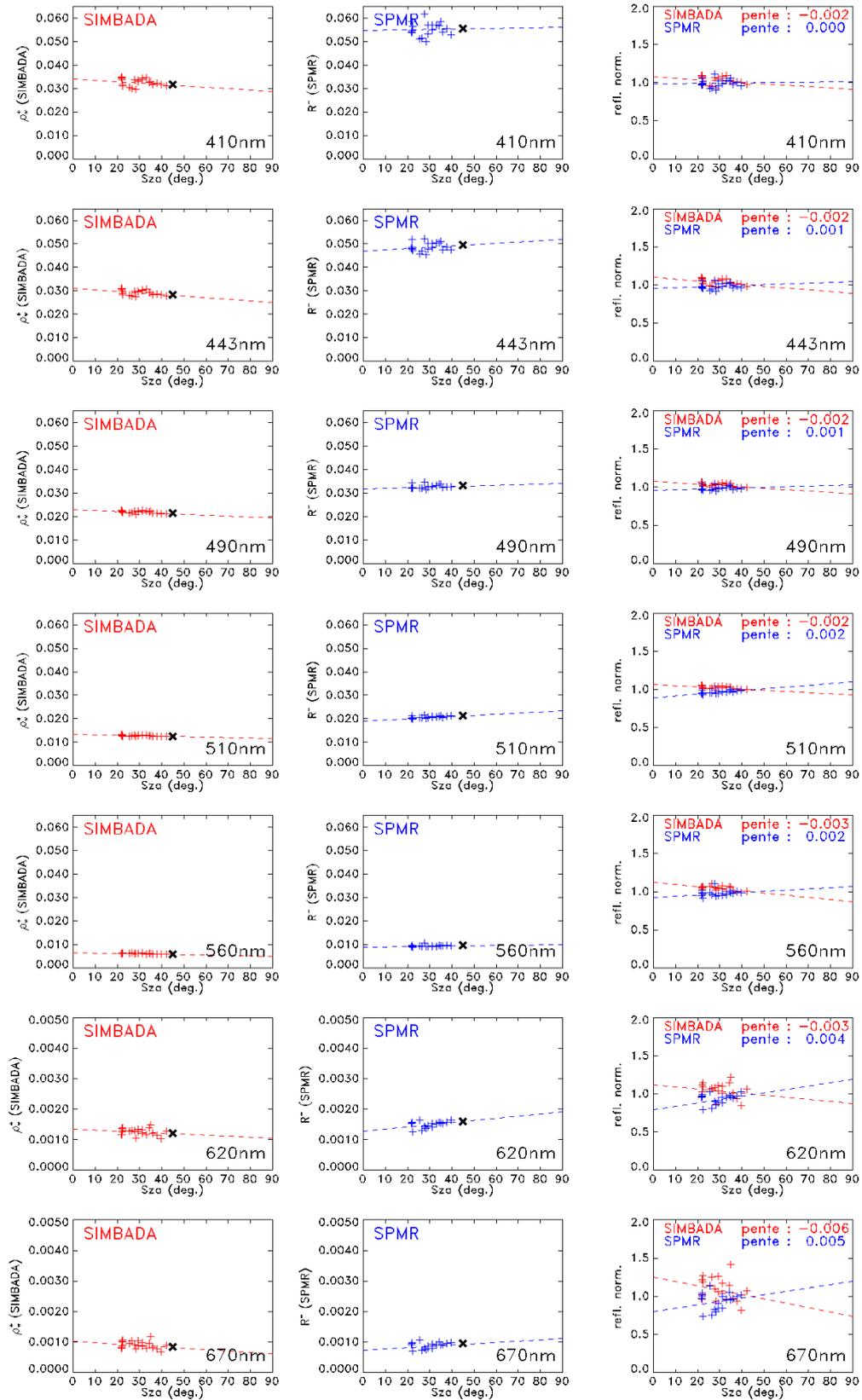


Figure 5-13. idem figure 5-11, mais pour la campagne BOUSSOLE#24.

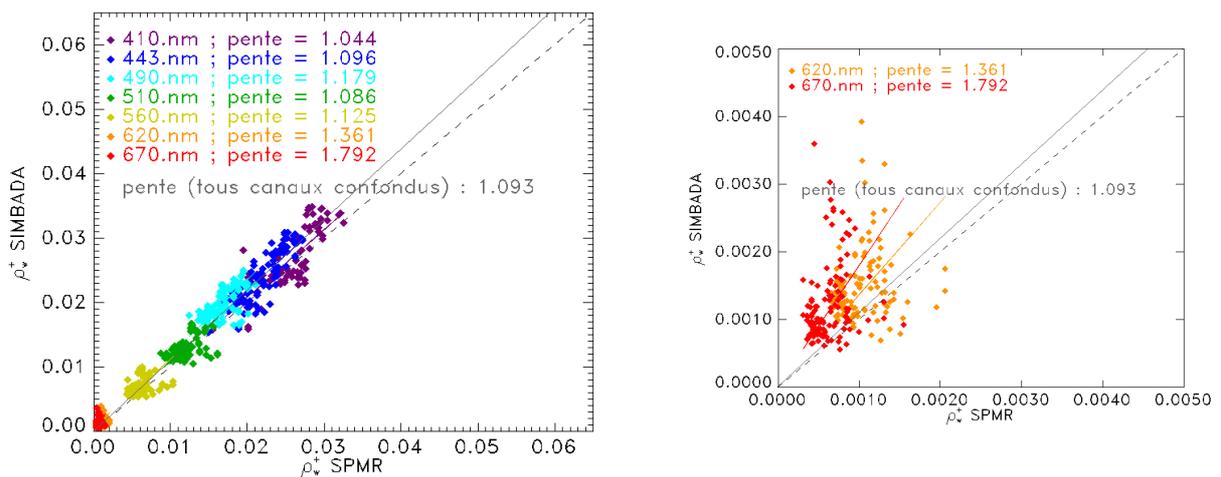
Pour pouvoir comparer ces mesures, il faut les exprimer du même côté de la surface. Puisque le but de telles mesures est la vérification des observations spatiales de la couleur de l'océan, nous avons choisi de propager au-dessus de la surface les rapports d'éclaircements SPMR, puis de les exprimer en terme de réflectances marines au-dessus de la surface. Pour cela, nous pouvons reprendre le coefficient de passage introduit en section 3.4.1 par l'équation (3-8), puis l'adapter à notre cas (nous avons mentionné en section 3.4.1 que ce coefficient variait avec la direction d'observation) :

$$\begin{cases} \rho_w^+(SPMR) = k_{R \rightarrow \rho} \cdot R^-(SPMR) \\ 0.514 \leq k_{R \rightarrow \rho} \leq 0.527 \end{cases} \quad (5-1)$$

Dans la direction d'observation SIMBADA (environ 45°), ce coefficient vaut environ 0.520, et nous avons alors calculé les réflectances marines SPMR selon

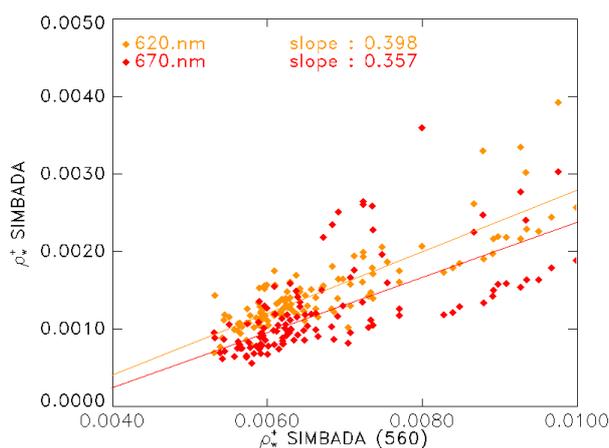
$$\rho_w^+(SPMR) = 0.520 \times R^-(SPMR) \quad (5-2)$$

Sur la figure 5-14 sont reportées les réflectances marines SIMBADA  $\rho_w^+(SIMBADA)$  en fonction des réflectances marines SPMR  $\rho_w^+(SPMR)$  ainsi calculées, toutes longueurs d'onde confondues, et pour l'ensemble des données coïncidentes. Une régression linéaire entre les deux ensembles de données donne une pente de 1.093, ce qui signifie que le SIMBADA surestime le SPMR d'environ 9% en moyenne.



**Figure 5-14.** Graphique de gauche : comparaison, toutes longueurs d'onde confondues, des réflectances marines mesurées juste au-dessus de la surface par le SIMBADA,  $\rho_w^+(SIMBADA)$  (en ordonnées), et des rapports d'éclaircements mesurés par le SPMR juste sous la surface, puis propagés à travers celle-ci et exprimés en termes de réflectances marines,  $\rho_w^+(SPMR)$  (en abscisses). Graphique de droite : même chose, mais en agrandi dans la zone des faibles réflectances.

On voit également que le SIMBADA a tendance à surestimer les réflectances à 620 et 670 nm pour certaines mesures. La figure 5-15 le confirme d'ailleurs : sur cette figure, les réflectances marines SIMBADA à 620 et 670 nm sont reportées en fonction de la réflectance marine SIMBADA à 560 nm, en tant que prédicateur de la turbidité de l'eau. On voit sur cette figure que certaines réflectances marines sont anormalement élevées par rapport à l'ensemble des autres points. Peut-être cela est-il dû à la correction des canaux proche infrarouge.



**Figure 5-15.** Evolution des réflectances marines SIMBADA à 620 et 670 nm en fonction de la réflectance marine SIMBADA à 560 nm.

Le tableau 5-3 donne les statistiques calculées sur l'écart entre les réflectances marines SIMBADA et SPMR. On voit que le biais est assez faible à 410 nm, où il vaut 0.00109, puis qu'il augmente jusqu'à 0.00313 à 490 nm, ce qui est assez élevé, puis qu'il diminue progressivement lorsque la longueur d'onde augmente, pour atteindre 0.00061 à 670 nm, ce qui est plutôt faible. Le RMS diminue également avec la longueur d'onde, de 0.00303 à 410 nm jusqu'à 0.00084 à 670 nm, sauf à 490 nm, où il vaut 0.00366. En valeur relative, ce RMS vaut entre 10% et 20% entre 410 et 510 nm, et augmente de manière importante au-delà, pour atteindre la valeur de 89.1% à 670 nm, ce qui est assez élevé. En considérant que le RMS est la somme quadratique des erreurs de mesure des deux instruments, on obtient que l'erreur de mesure de chacun d'entre eux vaut environ 0.00215 à 410 nm, 0.00259 à 490 nm, et 0.00110 à 560 nm. Ceci est très légèrement supérieur aux précisions recommandées par [Gordon, 1997] ( $\pm 0.002$  dans le bleu et 3 à 4 fois moins dans le vert pour des eaux du cas I, et autour d'une concentration en pigments chlorophylliens de  $1 \text{ mg/m}^3$ ).

**Tableau 5-3.** Statistiques calculées sur l'écart entre les réflectances marines SIMBADA et SPMR.

$\lambda$ (nm)	410	443	490	510	560	620	670
nb. pts.	78	101	98	115	115	115	115
moyenne	0.02610	0.02285	0.01854	0.01227	0.00630	0.00127	0.00094
biais	0.00109	0.00205	0.00313	0.00114	0.00094	0.00047	0.00061
rms	0.00303	0.00297	0.00366	0.00189	0.00158	0.00073	0.00084
rms rel.	0.116	0.130	0.198	0.154	0.251	0.579	0.891

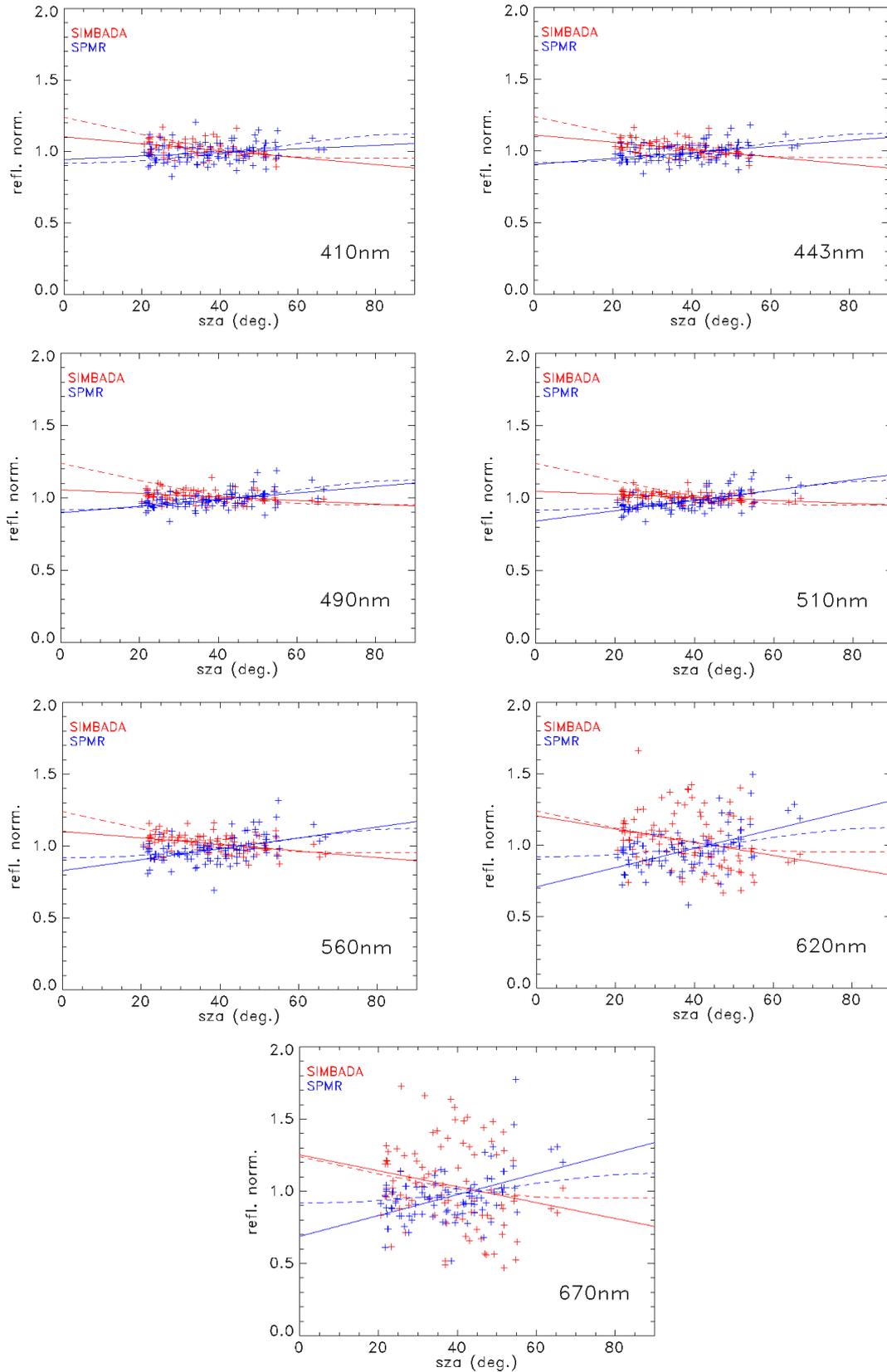
La comparaison illustrée sur la figure 5-14 ne permet pas de prendre en considération l'effet directionnel pouvant caractériser chacun des instruments. Pour y remédier, nous avons caractérisé, pour chaque campagne, l'évolution des réflectances marines SIMBADA et SPMR en fonction de l'angle zénithal solaire (étroitement lié à l'angle de diffusion total sous-marin). Cette analyse est justifiable par le fait que, comme nous l'avons mentionné, le site des campagnes BOUSSOLE est situé au centre d'une circulation marine cyclonique ; les courants marins y sont donc lents, et la masse d'eau est assez constante au cours d'une campagne de deux à trois jours. La variation des réflectances marines observées est donc fortement influencée par la variation des paramètres environnementaux tels que l'élévation solaire. Par contre, les réflectances marines varient naturellement d'une campagne à l'autre. Afin de pouvoir représenter l'ensemble des campagnes sur un seul et même graphique, nous avons alors régressé linéairement les réflectances marines de chaque instrument et de chaque campagne en fonction de l'angle zénithal solaire, canal par canal, puis nous les avons normalisées par la valeur régressée à un angle zénithal solaire de  $45^\circ$  (car c'est un angle solaire généralement atteint dans les majorité des campagnes). Nous pouvons voir ces régressions et ces réflectances normalisées sur les graphiques des figures 5-11 à 5-13, colonne de droite (les réflectances régressées à  $S_{za}=45^\circ$  sont représentées par des croix noires sur les graphiques de droite et du centre de ces trois figures). Nous avons ainsi obtenu un ensemble de réflectances appelées réflectances normalisées, représentatives de toutes les campagnes mais toutefois comparables, en vue d'en estimer la dépendance directionnelle. Le résultat est visible sur la figure 5-16, montrant la variation de ces réflectances normalisées issues des mesures SIMBADA (en rouge) et SPMR (en bleu) en fonction de l'angle zénithal solaire. Nous avons alors caractérisé la tendance de cette variation par une régression linéaire (la droite en trait plein rouge pour le SIMBADA et la droite en trait plein bleue pour le SPMR), puis nous avons vérifié cette tendance en y ajoutant une courbe prédictive (courbes pointillées rouge et bleue) définie par la fonction de phase moléculaire propre à chaque type de mesure réalisée par chaque instrument ( $p(\Theta')_{SIMBADA}$  pour le SIMBADA qui mesure une luminance et  $p(\Theta')_{SPMR}$  pour le SPMR qui mesure un éclaircissement). Ces fonctions de phase sont définies par

$$\begin{cases} p(\Theta')_{SIMBADA} \propto \frac{1 + \cos^2(\Theta')}{\mu_s' + \mu_v'} \\ p(\Theta')_{SPMR} \propto \frac{1}{\mu_s' + \mu_v'} \end{cases} \quad (5-3)$$

où  $\overline{\mu_v'}$  est le cosinus moyen de l'angle de visée sous-marin, pris égal à 0.85 ( $\overline{\theta_v'} \approx 32^\circ$ ), et où  $\Theta'$  est l'angle de diffusion sous l'eau, calculé selon

$$\cos(\Theta') = \mu_s' \cdot \mu_v' + \cos(\varphi) \cdot \sqrt{(1 - \mu_s'^2) \cdot (1 - \mu_v'^2)} \quad (5-4)$$

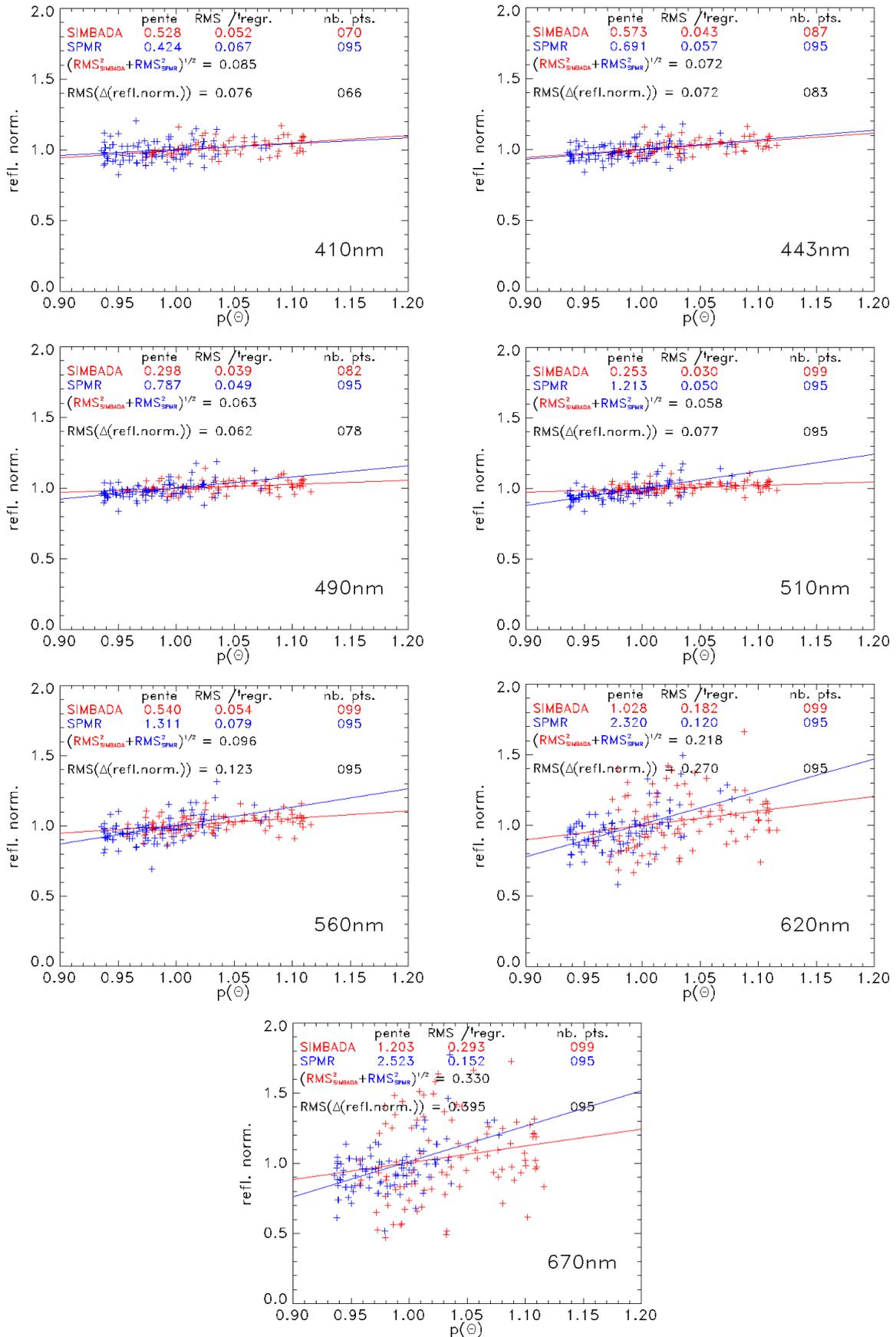
à partir des angles zénithaux solaire et de visée réfractés sous la surface,  $\theta_s' = \arccos(\mu_s')$  et  $\theta_v' = \arccos(\mu_v')$  respectivement, et à partir de l'angle azimutal relatif  $\varphi$  défini par l'équation (2-7).



**Figure 5-16.** Variation des réflectances normalisées de chaque instrument (SIMBADA en rouge, SPMR en bleu) dans chacun des 7 canaux communs. Ces réflectances sont représentatives de l'ensemble des données. Les tendances des variations des réflectances, exprimées par les deux régressions linéaires (la droite rouge en trait plein pour le SIMBADA et la droite bleue en trait plein pour le SPMR) sont en accord avec les variations prédites par les fonctions de phase relatives à chaque type d'instrument (courbes pointillées, rouge pour le SIMBADA et bleue pour le SPMR).

On voit sur la figure 5-16 que la tendance de variation des réflectances marines en fonction de l'angle solaire suit la courbe prédictive de manière convaincante pour chaque instrument, les courbes pointillées et pleines étant assez constamment tangentes.

Nous avons alors régressé linéairement les réflectances normalisées des deux instruments en fonction de leur fonction de phase  $p(\Theta')$  (théoriquement, les réflectances normalisées varient linéairement avec la fonction de phase). Ces régressions sont illustrées sur les graphiques de la figure 5-17. Sur chacun d'entre eux, on peut voir quelques statistiques, notamment les RMS calculés sur les écarts à la régression, indiquant pour chaque instrument son erreur de mesure (ce sont les RMS notés "**RMS /regr.**"). De plus, on a calculé le RMS sur l'écart entre les réflectances normalisées des deux instruments (ce sont les RMS notés "**RMS( $\Delta$ (refl.norm.))**"), afin d'estimer l'erreur de mesure due aux deux instruments. Nous avons alors pu comparer celle-ci à la somme quadratique des erreurs de chaque instrument (notée " **$(\text{RMS}_{\text{SIMBADA}}^2 + \text{RMS}_{\text{SPMR}}^2)^{1/2}$** ").



**Figure 5-17.** Variation des réflectances normalisées en fonction des fonctions de phase typiques à chaque instrument, pour chaque canal (SIMBADA en rouge, SPMR en bleu). Les tendances sont représentées par deux régressions linéaires (droites en trait plein).

Le tableau 5-4 résume dans un premier temps (huit premières lignes) les statistiques issues de cette analyse. L'erreur de mesure calculée sur l'écart entre les deux instruments varie entre 6% et 10% de 410 à 560 nm, puis augmente jusqu'à environ 40% à 670 nm. On voit que pour tous les canaux, cette erreur est comparable à la somme quadratique des erreurs propres à chaque instrument, ce qui signifie que celles-ci sont indépendantes. D'autre part, puisque les grandeurs considérées sont des réflectances normalisées, ces erreurs sont des erreurs relatives et peuvent donc être comparées aux RMS relatifs du tableau 5-3. On retrouve le même ordre de grandeur, quoique les RMS relatifs du tableau 5-3 soient un peu plus élevés. Ceci est sans doute dû au fait que les campagnes qui ne figurent pas dans l'analyse directionnelle sont des campagnes pour lesquelles le nombre de mesures est faible, donc pour lesquelles les conditions climatiques étaient sans doute un peu délicates. Ce sont donc des campagnes pour lesquelles les mesures sont un peu moins bonnes, et dégradent alors sensiblement les statistiques des comparaisons où elles interviennent.

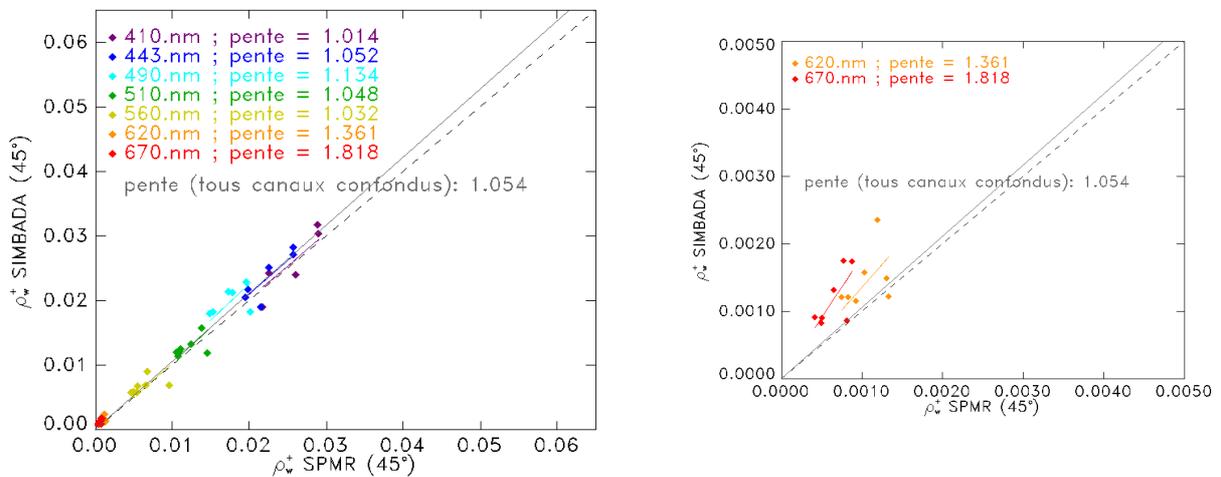
Dans un deuxième temps, le tableau 5-4 donne la répétitivité des mesures SIMBADA en valeur absolue (avant-dernière ligne), obtenue en multipliant le  $RMS_{SIMBADA}$  (ligne 5) par le signal moyen. On voit que la répétitivité en valeur absolue vaut 0.00136 à 410 nm, puis diminue progressivement vers 0.00030 environ dans le proche infrarouge. Ces valeurs sont inférieures aux recommandations de [Gordon, 1997] (cf. dernière ligne du tableau).

**Tableau 5-4.** Statistiques calculées sur les régressions des réflectances normalisées des deux instruments en fonction de leur fonction de phase  $p(\Theta)$ .

$\lambda(\text{nm})$	410	443	490	510	560	620	670
nb. pts. SIMBADA	70	87	82	99	99	99	99
nb. pts. SPMR	95	95	95	95	95	95	95
nb. pts. communs	66	83	78	95	95	95	95
$RMS_{SIMBADA} = \text{répétitivité}$	0.052	0.043	0.039	0.030	0.054	0.182	0.293
$RMS_{SPMR} = \text{répétitivité}$	0.067	0.057	0.049	0.050	0.079	0.120	0.152
$\sqrt{RMS_{SIMBADA}^2 + RMS_{SPMR}^2}$	0.085	0.072	0.063	0.058	0.096	0.218	0.330
$RMS(\Delta(\text{refl. norm.}))$	0.076	0.072	0.062	0.077	0.123	0.270	0.395
répétitivité SIMBADA en valeur absolue	0.00136	0.00098	0.00072	0.00038	0.00034	0.00023	0.00028
recommandation [Gordon, 1997]	-	0.00220	-	-	0.00060	-	-

Afin de prendre en compte les effets directionnels dans la comparaison de la figure 5-14, nous avons reproduit cette figure, mais uniquement en comparant les réflectances régressées à l'angle solaire zénithal de  $45^\circ$ , et uniquement pour les campagnes pour lesquelles la régression des mesures en fonction de l'angle solaire a été possible. La valeur de  $45^\circ$  a été parce que, comme nous l'avons déjà mentionné, cette valeur est la plupart du temps atteinte et encadrée par les mesures de toutes les campagnes. Le résultat de cette nouvelle comparaison est illustré sur la

figure 5-18. On voit que la pente de la droite de régression toutes longueurs d'onde confondues n'est plus de 1.093, mais de 1.054, ce qui signifie que les instruments se comparent mieux que sur la figure 5-14. Lorsque l'on considère les régressions linéaires canal par canal, on voit que les pentes sont assez dispersées autour de leur valeur moyenne, et qu'en général, le SIMBADA surestime de 1 à 13% le SPMR. Les pentes des canaux à 620 et 670 nm sont bien loin de 1.00, mais il faut avoir à l'esprit que l'erreur sur l'estimation des réflectances régressées à 45° dans ces deux canaux est très importante, car la variation des réflectances marines  $\rho_w^+(SIMBADA)$  et  $\rho_w^+(SPMR)$  en fonction de l'angle zénithal solaire est très grande (cf. figures 5-16 et 5-17).



**Figure 5-18.** A gauche : Comparaison des réflectances SIMBADA et SPMR normalisées à l'angle zénithal solaire de 45°. A droite : même chose, mais en agrandi dans la zone des faibles réflectances.

Nous avons alors recalculé les statistiques du tableau 5-3 relatives aux données de la figure 5-14, mais en ne considérant que les données de la figure 5-18. Ces statistiques apparaissent dans le tableau 5-5. On voit que les biais et RMS ont diminué de manière sensible (d'un facteur 2 environ pour le biais et un peu moins pour le RMS), et que les RMS relatifs s'approchent un peu plus des RMS relatifs du tableau 5-4. On retrouve également un biais et un RMS plus importants à 490 nm, et également des erreurs plus importantes à 620 et à 670 nm.

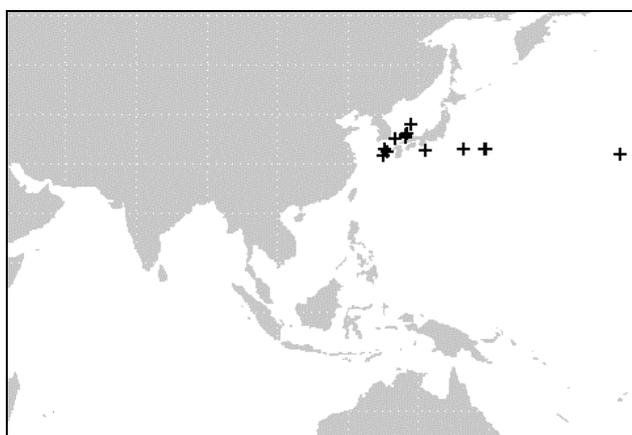
**Tableau 5-5.** Statistiques calculées sur l'écart entre les réflectances marines SIMBADA et SPMR régressées à l'angle zénithal solaire de 45°.

$\lambda$ (nm)	410	443	490	510	560	620	670
nb. pts.	5	6	6	7	7	7	7
moyenne	0.02576	0.02305	0.01875	0.01238	0.00645	0.00126	0.00092
biais	0.00021	0.00113	0.00249	0.00069	0.00049	0.00041	0.00054
rms	0.00221	0.00207	0.00318	0.00161	0.00153	0.00055	0.00061
rms rel.	0.086	0.090	0.169	0.130	0.237	0.437	0.670

## 5.3 Validation des paramètres atmosphériques avec le photomètre solaire MicroTops

### 5.3.1 Localisation des mesures

La campagne océanographique ACE-ASIA s'est déroulée dans l'Océan Pacifique ouest pendant les mois de mars et d'avril 2001. Pendant cette campagne, un SIMBADA (opéré par R.Frouin, SIO) et un MicroTops (opéré par J.Spinhirne, NASA-GSFC) ont réalisé simultanément des mesures d'épaisseurs optiques en aérosol et coefficients d'Angström associés. 125 mesures coïncidentes (cf. figure 5-19) ont permis de comparer les deux instruments et ainsi de qualifier et de quantifier les mesures atmosphériques réalisées par le SIMBADA. Les mesures collectées pendant cette campagne ont été intégrées à la base de données américaine SeaBASS (*SeaWiFS Bio-optical Archive and data Storage System* ; voir <http://seabass.gsfc.nasa.gov>) [Werdell et al., 2002 ; Werdell et al., 2003(a)]. Cette base de données de mesures in situ de la couleur de l'océan a été initialement créée pour la validation du capteur spatial SeaWiFS, mais s'est également élargie des données issues du réseau SIMBIOS, pour la validation d'autres capteurs spatiaux, tels GLI, MERIS, MODIS, OCTS, POLDER, etc....



**Figure 5-19.** Localisation dans l'Océan Pacifique ouest des mesures SIMBADA et MicroTops coïncidentes réalisées lors de la campagne océanographique ACE-ASIA.

### 5.3.2 Le photomètre solaire MicroTops

Le MicroTops, développé par Solar Light Company Inc. (voir le site web <http://www.solar.com>), est un photomètre solaire, c'est à dire un radiomètre qui mesure l'intensité solaire au bas de l'atmosphère, afin d'estimer les paramètres atmosphériques (épaisseur optique en aérosols et coefficient d'Angström associé). Il mesure l'intensité solaire de manière

directe, dans un champ de vue étroit [Volz, 1959], par opposition à d'autres types de photomètres solaires qui, à l'aide d'un cache, mesurent juste l'éclairement diffus, puis l'éclairement total sans le cache, pour enfin estimer l'éclairement direct.

### 5.3.3 Validation des paramètres atmosphériques

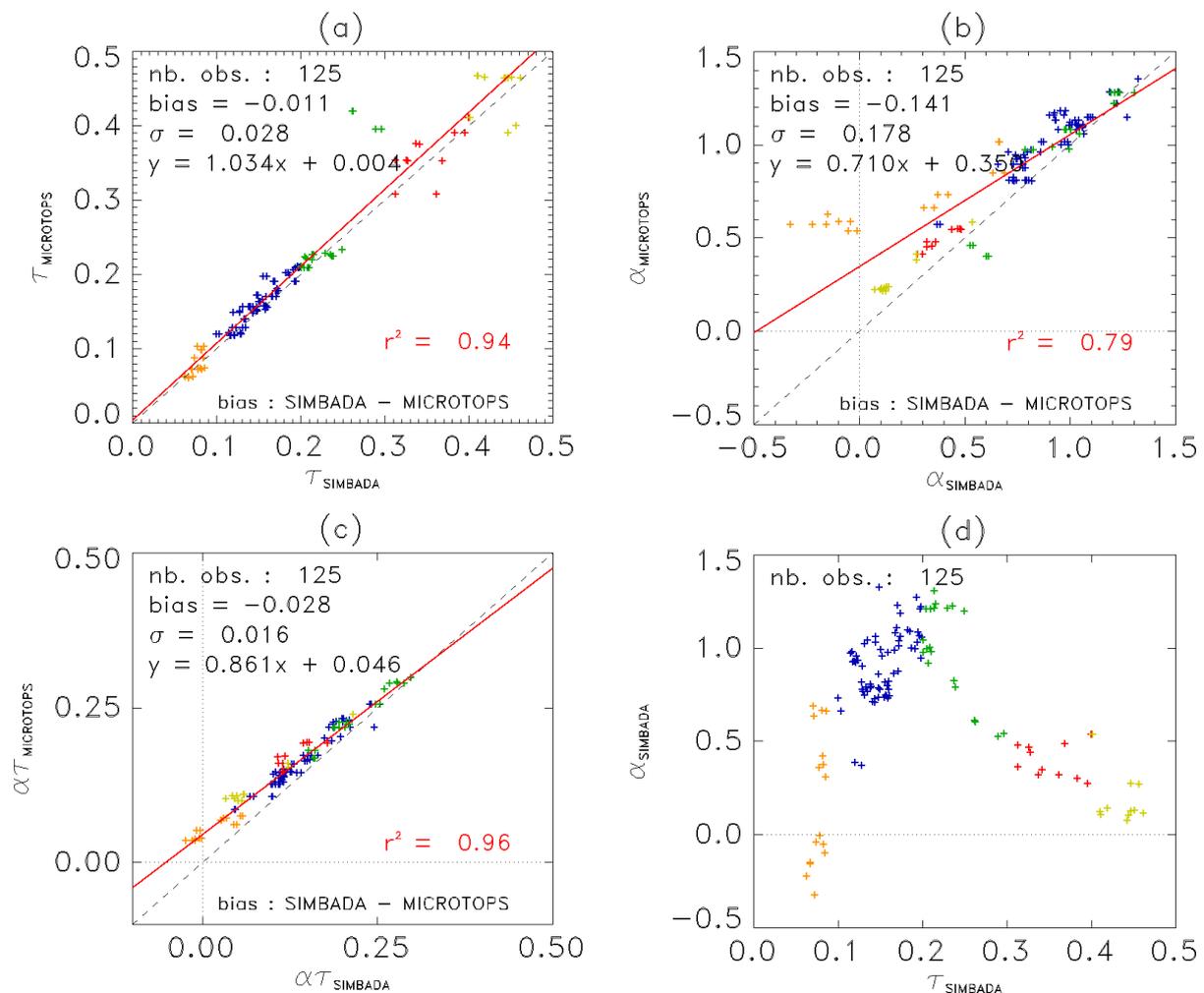
Le résultat de la comparaison est présenté sur la figure 5-20. Sur le graphique (a), les épaisseurs optiques en aérosols à 870 nm mesurées par le MicroTops sont reportées en fonction des épaisseurs optiques en aérosols mesurées par le SIMBADA à 870 nm également. Cinq couleurs permettent de classer les épaisseurs optiques dans cinq sous-ensembles, chacun représentant un intervalle de valeurs des épaisseurs optiques mesurées par le SIMBADA : [0.,0.1] en orange, [0.1,0.2] en bleu, [0.2,0.3] en vert, [0.3,0.4] en rouge et [0.4,0.5] en jaune foncé. Le biais est légèrement négatif, et vaut environ -0.01. Dans cette étude, un biais négatif exprime une surestimation de la part du MicroTops. L'écart type, un peu plus important, vaut environ 0.03. On remarque que la comparaison est bonne pour les faibles valeurs d'épaisseurs optiques en aérosols mais que l'erreur entre les deux instruments est plus importante pour les plus grandes valeurs.

Le graphique (b) illustre de manière analogue la comparaison des coefficients d'Angström dérivés de deux instruments. Le code de couleur est le même, c'est à dire que la classification est toujours relative à la valeur des épaisseurs optiques en aérosols SIMBADA. L'accord est visiblement moins bon, ce que confirme un coefficient de corrélation de 0.79. Le biais entre les deux ensembles est important, et vaut environ -0.14. L'écart type est également important, et vaut environ 0.18. Comme nous l'avons mentionné en section 4.3.1, l'erreur sur l'estimation du coefficient d'Angström est plus importante aux faibles épaisseurs optiques en aérosol, car l'erreur sur l'estimation de cette épaisseur optique est constante en valeur absolue, mais augmente en valeur relative dès que l'épaisseur optique diminue. On voit en effet sur ce graphique que l'erreur entre les deux instruments est plus importante pour les coefficients d'Angström représentés en orange, déterminés à partir des plus faibles épaisseurs optiques.

Le graphique (c) illustre la comparaison des indices d'aérosol dérivés des deux instruments, toujours avec le même code couleur. L'indice d'aérosol, noté *AI* (*Aerosol Index*), est défini par le produit de l'épaisseur optique à 870 nm par le coefficient d'Angström. Ce paramètre est un moyen de contourner l'erreur commise sur la détermination du coefficient d'Angström pour des faibles épaisseurs optiques en aérosols ou, plus justement, c'est un moyen de minimiser le poids de cette erreur dans la comparaison. On voit sur le graphique de droite que, de manière

prévisible, la comparaison des indices d'aérosol est meilleure : le coefficient de corrélation vaut 0.96, le biais, toujours négatif, vaut environ -0.03, et l'écart type est assez faible, et vaut un peu moins que 0.02.

Le graphique (d) montre la variation du coefficient d'Angström en fonction de l'épaisseur optique en aérosols. Cette variation est assez habituelle, en ce sens que le coefficient d'Angström est faible pour les grandes valeurs de l'épaisseur optique, caractérisant une forte concentration de petites particules (qui restent longtemps en suspension dans l'atmosphère), et le coefficient d'Angström est important aux plus faibles valeurs de l'épaisseur optique (les plus grosses particules retombent plus rapidement). D'autre part, on remarque la forte dispersion des coefficients d'Angström aux faibles valeurs de l'épaisseur optique, confirmant la difficulté de son estimation dans ce cas.



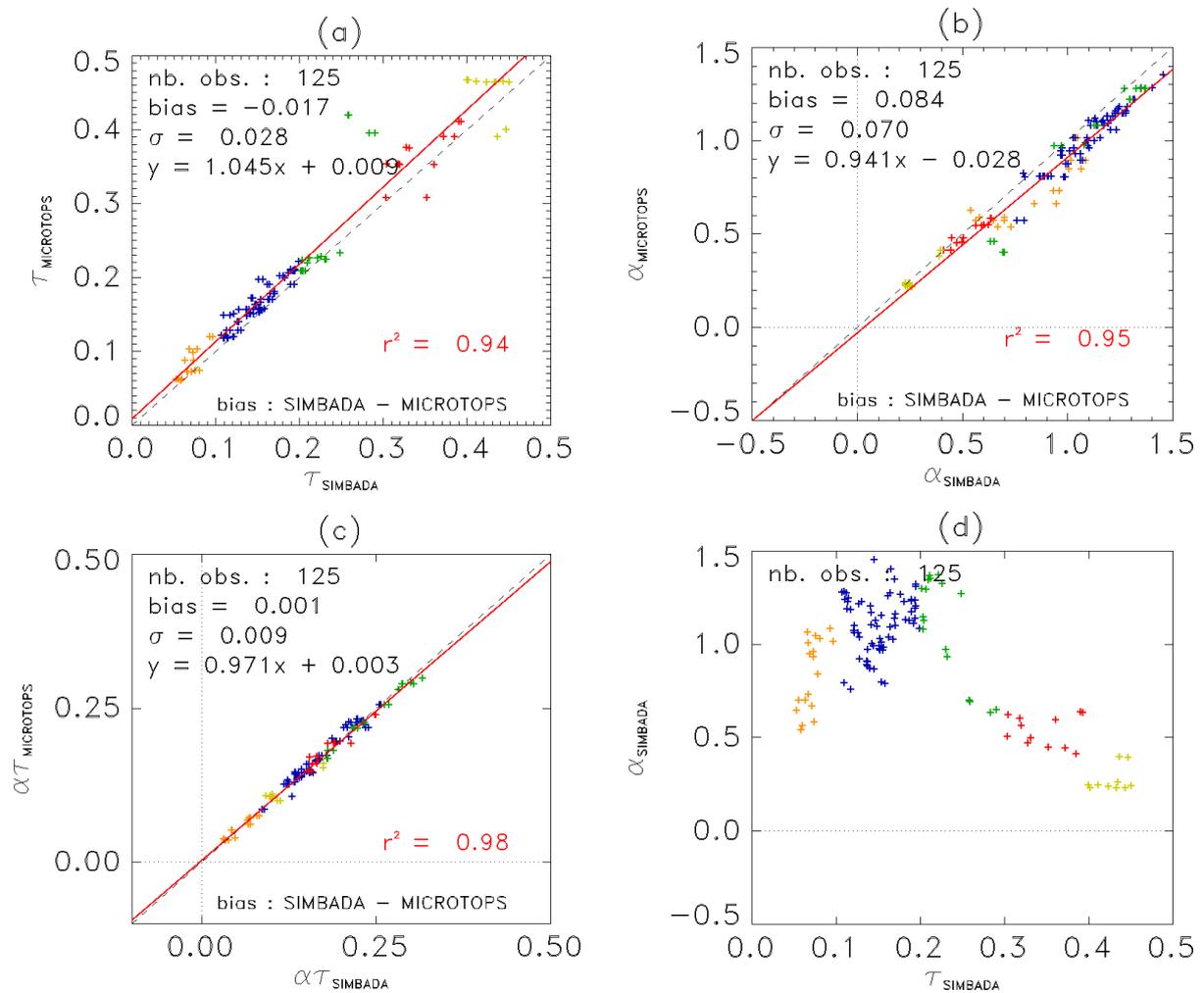
**Figure 5-20.** (a) - comparaison des mesures d'épaisseurs optiques en aérosols réalisées par le SIMBADA et le MicroTops. Les cinq couleurs définissent cinq sous-ensembles de données, correspondant aux intervalles d'épaisseurs optiques SIMBADA suivants : [0,0.1] en orange, [0.1,0.2] en bleu, [0.2,0.3] en vert, [0.3,0.4] en rouge, et [0.4,0.5] en jaune foncé. (b) - comparaison des coefficients d'Angström associés (le code de couleur est toujours relatif aux valeurs de l'épaisseur optique SIMBADA). (c) comparaison des indices d'aérosol. (d) variation du coefficient d'Angström SIMBADA en fonction de l'épaisseur optique en aérosols SIMBADA.

Les coefficients d'Angström dérivés des mesures SIMBADA et correspondant à des faibles épaisseurs optiques en aérosols (représentés en orange sur la figure 5-20 (b)) étant négatifs, l'hypothèse d'un léger offset positif sur l'estimation de l'épaisseur optique pour les plus grandes longueurs d'onde a été émise. Après analyse de l'évolution des coefficients d'étalonnage du gain faible du SIMBADA ayant réalisé la campagne ACE-ASIA, il est apparu qu'un étalonnage semblait peut-être très légèrement moins bon. Il a alors été rejeté, et de nouveaux coefficients d'étalonnage ont été calculés. Bien que la différence maximale entre les deux ensembles de coefficients d'étalonnage est de 0.45% (en termes de logarithmes népériens des comptes numériques), le résultat de la nouvelle comparaison, que l'on peut voir sur la figure 5-21, est remarquable. Cette figure est similaire à la figure 5-20, mais illustre la comparaison réalisée à partir des mesures SIMBADA dépouillées avec les coefficients d'étalonnage recalculés.

La comparaison des épaisseurs optiques en aérosols est très similaire à celle de la figure 5-20 (a) : le coefficient de corrélation, le biais et l'écart type ont des valeurs semblables, et la comparaison est meilleure aux faibles valeurs d'épaisseurs optiques.

En revanche, la comparaison des coefficients d'Angström est bien meilleure : le coefficient de corrélation passe de 0.79 à 0.95, le biais passe de  $-0.14$  à  $0.08$ , et l'écart type passe de  $0.18$  à  $0.07$ . Il faut surtout remarquer que les coefficients d'Angström dérivés des mesures SIMBADA et relatifs aux faibles épaisseurs optiques non seulement ne sont plus négatifs, mais se comparent très bien aux coefficients d'Angström dérivés par le MicroTops. Ce comportement confirme la vraisemblance de l'hypothèse d'un très léger offset positif sur l'estimation des épaisseurs optiques aux plus grandes longueurs d'onde, et montre surtout la sensibilité de la détermination du coefficient d'Angström aux faibles épaisseurs optiques en aérosols. Il faut également noter que la différence entre les deux ensembles de coefficients d'étalonnage n'a pas d'impact significatif aux fortes épaisseurs optiques.

De la même manière, la comparaison des indices d'aérosols est meilleure : le coefficient de corrélation est très bon (0.98), et les biais et écart type sont très faibles (respectivement 0.001 et 0.009).



**Figure 5-21.** idem figure 5-20, mais avec les coefficients d'étalonnage SIMBADA recalculés. Les coefficients d'Angström représentés en orange, qui étaient négatifs sur la figure 5-19 (b), se comparent maintenant très bien aux coefficients d'Angström dérivés des mesures MicroTops.

En conclusion, la comparaison des épaisseurs optiques est bonne, surtout aux faibles valeurs. Le coefficient de corrélation, qui est typiquement supérieur à 0.90, le confirme. Le biais est légèrement négatif, vaut environ -0.015, et indique une surestimation de la part du MicroTops. L'écart type, quant à lui, est un peu plus important, et vaut environ 0.030. Il restitue de manière satisfaisante la précision de 0.01 avec laquelle est supposée être mesurée l'épaisseur optique en aérosols avec le SIMBADA. En effet, dans l'hypothèse où le MicroTops estime lui aussi l'épaisseur optique avec une précision de 0.01, l'écart type caractérisant la comparaison doit être voisin de 0.014.

La comparaison des coefficients d'Angström a permis de montrer la sensibilité avec laquelle ils sont estimés, surtout lorsque les épaisseurs optiques sont très faibles. Partant du jeu de données SIMBADA initial, une correction (maximale) de 0.45% de la valeur des coefficients d'étalonnage

permet d'améliorer considérablement la comparaison. En effet, la comparaison réalisée avec le jeu de données SIMBADA initial montrait un désaccord assez important entre les deux instruments. Après la correction précitée, le coefficient de corrélation passe d'environ 0.80 à mieux que 0.90, mais, surtout, le biais et l'écart type s'améliorent approximativement d'un facteur 2, et passent ainsi d'environ -0.14 et 0.18 respectivement à environ 0.08 et 0.07.

Enfin, la comparaison des indices d'aérosols est assez similaire à la comparaison des coefficients d'Angström, i.e., la correction des coefficients d'étalonnage améliore considérablement les statistiques, surtout le biais et l'écart type, qui passent de -0.028 et 0.016 (respectivement) à des valeurs quasiment non significatives, 0.001 et 0.009 (respectivement). Par définition de l'indice d'aérosol, l'impact de la correction des coefficients d'étalonnage est moins important que pour la comparaison des coefficients d'Angström.

## 5.4 Validation des paramètres marins avec le radiomètre TriOS

### 5.4.1 Localisation des mesures

Un SIMBADA et un TriOS ont réalisé simultanément des mesures de réflectances marines et d'éclairements descendants dans les eaux côtières belges, lors de campagnes océanographiques appelées ZEELEEUW et BELGICA (2002 - 2003), ainsi que dans les eaux côtières anglaises lors d'exercices d'inter-étalonnage (2001 - 2002 ; campagnes appelées SQUILLA). Au total, 41 mesures d'éclairements et 33 mesures de réflectances marines ont permis de comparer les deux instruments (cf. figure 5-22).



Figure 5-22. Localisation des mesures SIMBADA et TriOS coïncidentes.

La plupart des mesures ont été réalisées très près des côtes, donc au-dessus d'eaux très turbides. Cette comparaison permet donc de qualifier le SIMBADA pour de telles eaux, ce qui la rend très intéressante.

#### 5.4.2 Le spectroradiomètre TriOS

Le TriOS est constitué de trois instruments (cf. annexe 5), mesurant indépendamment :

- la luminance marine au-dessus de la surface,  $L_u^+$ , avec un angle de visée de  $40^\circ$  et un azimut de  $135^\circ$  par rapport à l'azimut solaire ;
- la luminance du ciel,  $L_{sky}$ , avec un angle de visée de  $-40^\circ$  et dans le même azimut ;
- l'éclairement descendant,  $E_d(0^+)$ .

La réflectance marine au-dessus de la surface,  $\rho_{w,TriOS}^+$ , est ensuite calculée selon

$$\rho_{w,TriOS}^+ = \pi \cdot \frac{L_u^+ - \rho_{surface} \cdot L_{sky}}{E_d(0^+)} \quad (5-6)$$

où  $\rho_{surface}$  est le coefficient de réflexion de la luminance diffuse du ciel sur la surface, introduit au chapitre 3. Ce coefficient est estimé à partir de la vitesse du vent en m/s,  $W$ , selon [Mobley, 1999] :

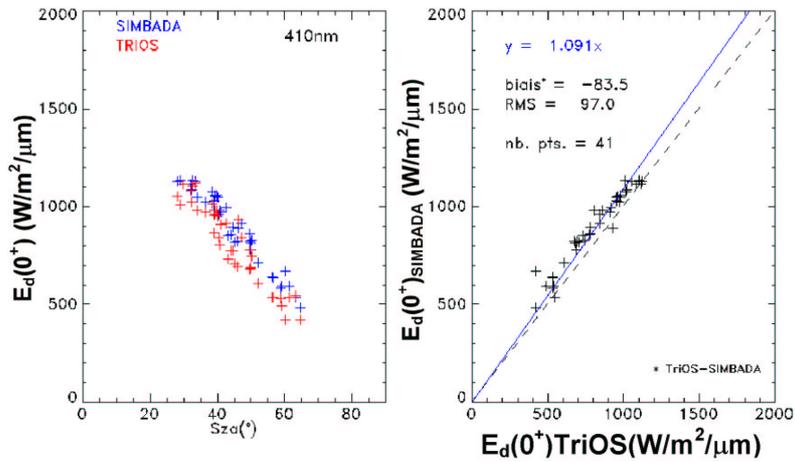
$$\rho_{surface} = 0.026 + 0.0001 \cdot W + 0.00006 \cdot W^2 \quad (5-7)$$

Le TriOS est un spectroradiomètre, ce qui signifie que les mesures ne sont pas réalisées dans un certain nombre de canaux, mais de manière quasi-continue. Le TriOS mesure le signal de 350 à 900 nm, par pas de 3.3 nm, en dix minutes environ.

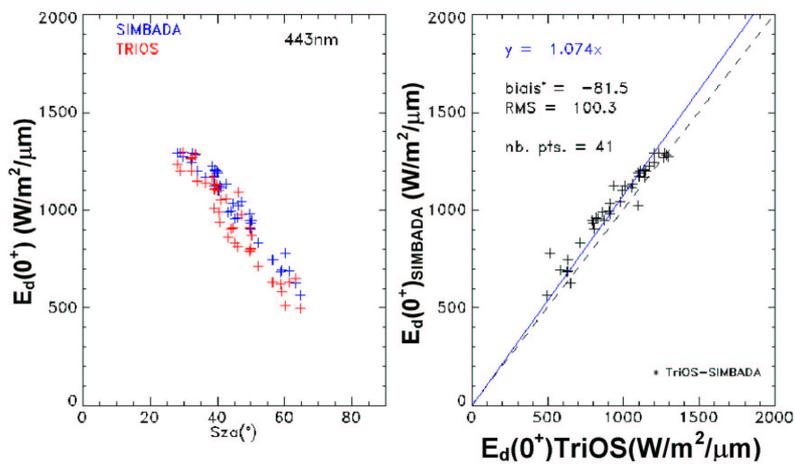
#### 5.4.3 Comparaison des éclairagements descendants

De la même manière que pour la comparaison des mesures SIMBADA et SPMR, nous avons commencé par comparer les éclairagements descendants estimés par les deux instruments. Ces comparaisons sont illustrées sur les figures 5-23 à 5-31, de manière analogue aux figures 5-2 à 5-8 : sur chacune d'elles, le graphique de gauche montre l'évolution des éclairagements en fonction de

l'angle zénithal solaire, et le graphique de droite montre la comparaison des éclairagements mesurés par le SIMBADA (en ordonnées) et par le TriOS (en abscisses), ainsi que quelques statistiques.



**Figure 5-23.** Comparaison des éclairagements descendants au-dessus de la surface mesurés par le SIMBADA et le TriOS à 410 nm. Sur le graphique de gauche, on voit l'évolution des éclairagements descendants mesurés par le SIMBADA (en bleu) et par le TriOS (en rouge) en fonction de l'angle zénithal solaire. Sur le graphique de droite, les mesures d'éclairagements SIMBADA sont reportées en fonction des mesures d'éclairagements TriOS, et quelques statistiques sont indiquées.



**Figure 5-24.** idem figure 5-23, mais à 443 nm.

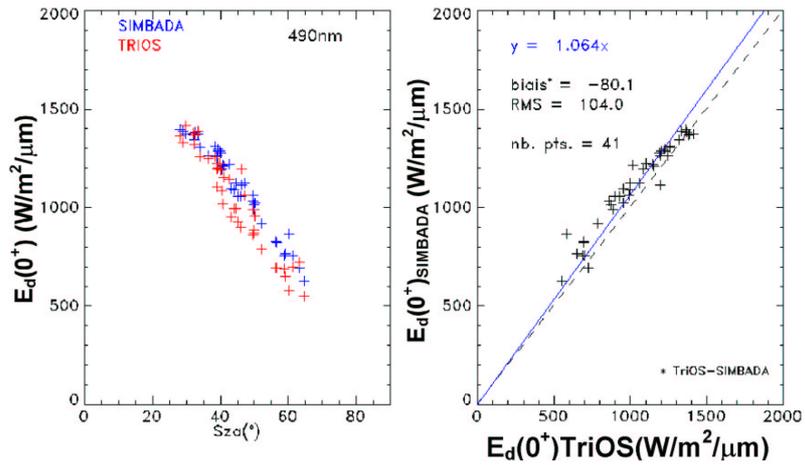


Figure 5-25. idem figure 5-23, mais à 490 nm.

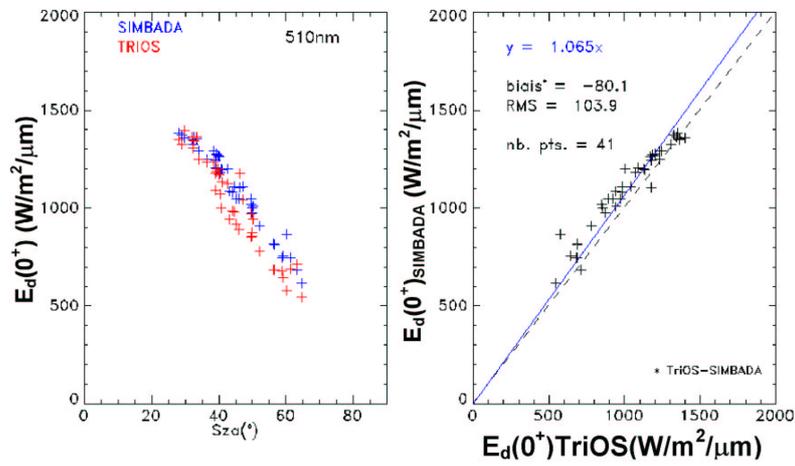


Figure 5-26. idem figure 5-23, mais à 510 nm.

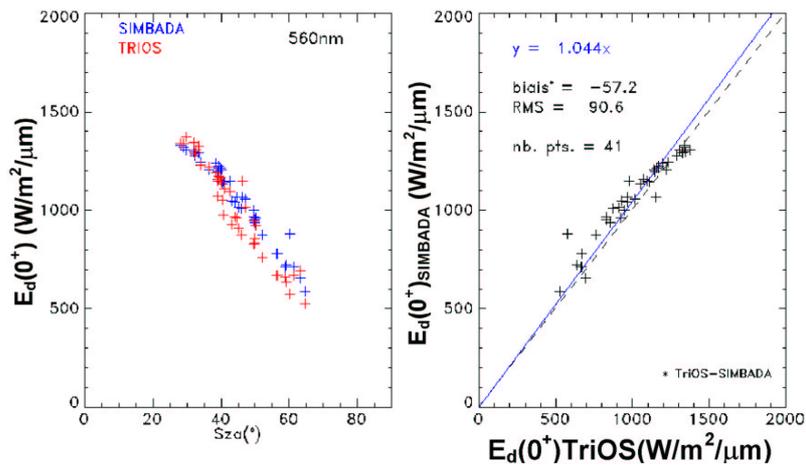


Figure 5-27. idem figure 5-23, mais à 560 nm.

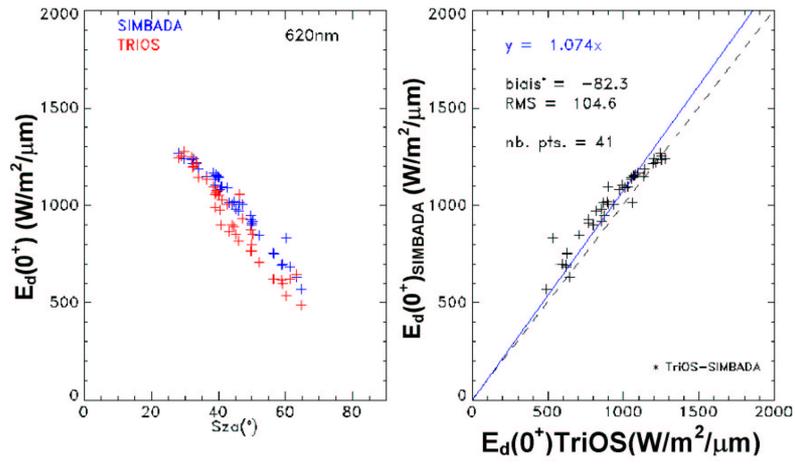


Figure 5-28. idem figure 5-23, mais à 620 nm.

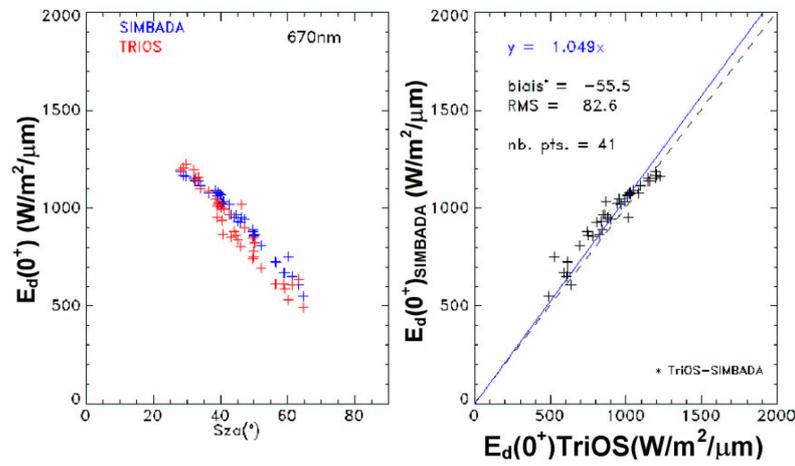


Figure 5-29. idem figure 5-23, mais à 670 nm.

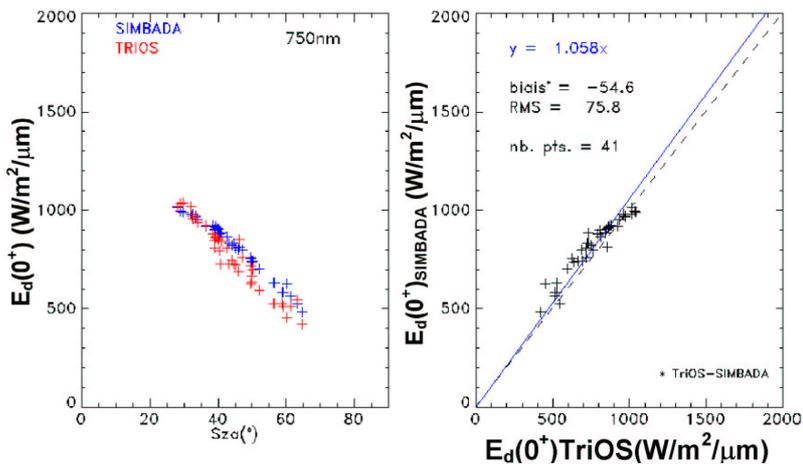


Figure 5-30. idem figure 5-23, mais à 750 nm.

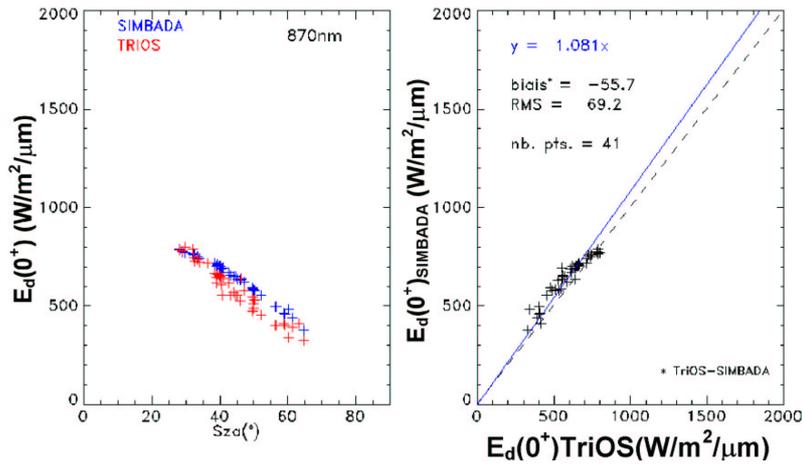


Figure 5-31. idem figure 5-23, mais à 870 nm.

Tout d'abord, on voit que dans tous les canaux, l'accord entre les deux instruments est bon aux faibles valeurs de l'angle zénithal solaire, et qu'il se dégrade un peu lorsque ce dernier augmente. Cet effet est d'ailleurs plus net aux grandes longueurs d'onde. Ensuite, on voit que les biais sont toujours négatifs (indiquant une surestimation du SIMBADA) et oscillent environ entre -80 et -50  $W/m^2/\mu m$  (ils sont plus faibles aux grandes longueurs d'onde), et enfin que les RMS valent environ 100  $W/m^2/\mu m$  de 410 à 620 nm, et décroissent légèrement au-delà (et valent environ 70  $W/m^2/\mu m$ ). Les pentes des droites de régression varient de 1.04 à 560 nm jusqu'à environ 1.09 de part et d'autre.

Pour tenter de trouver l'origine du léger désaccord entre les deux instruments aux faibles éclairagements, nous avons recalculé ces statistiques, mais sur trois sous-ensembles de données :

- premier sous-ensemble : les mesures pour lesquelles la nébulosité est de 2/8 sont rejetées (24 mesures gardées) ;
- deuxième sous-ensemble : seules les mesures pour lesquelles la nébulosité est nulle sont gardées (8 mesures gardées) ;
- troisième sous-ensemble : les mesures pour lesquelles l'épaisseur optique en aérosols (mesurée par le SIMBADA) est supérieure à 0.10 sont rejetées (11 mesures gardées).

Les statistiques calculées sur ces trois sous-ensembles, ainsi que sur l'ensemble complet des données sont indiquées dans le tableau 5-6.

**Tableau 5-6.** Statistiques relatives à la comparaison des éclaircissements descendants SIMBADA et TriOS, pour l'ensemble des données ainsi que pour trois sous-ensembles.

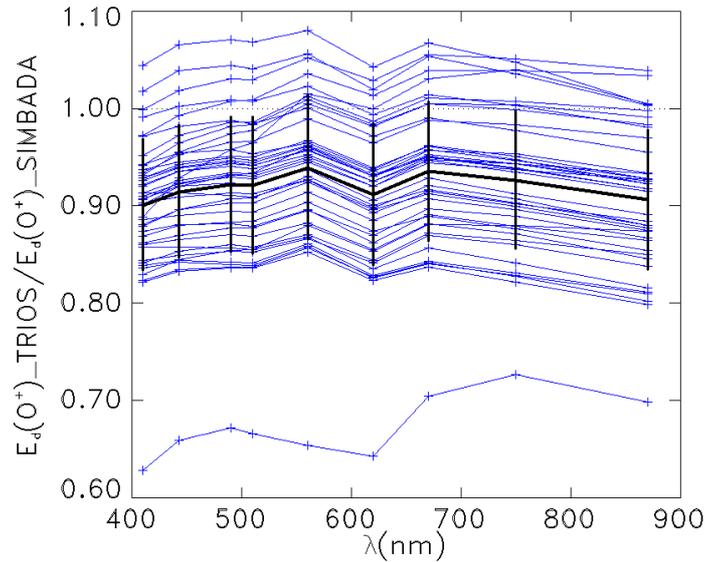
$\lambda(\text{nm})$		410	443	490	510	560	620	670	750	870
toutes les mesures (41 pts)	biais ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	-83.5	-81.5	-80.1	-80.1	-57.2	-82.3	-55.5	-54.6	-55.7
	rms ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	97.0	100.3	104.0	103.9	90.6	104.6	82.6	75.8	69.2
	$r^2$	0.94	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.92	0.91
	pente	1.045	1.078	1.105	1.108	1.136	1.124	1.148	1.151	1.138
	ord. orig.	-123.7	-161.3	-197.7	-199.1	-201.4	-207.3	-196.4	-177.6	-143.8
nébulosité < 2/8 (24 pts)	biais ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	-87.5	-87.2	-85.9	-85.1	-59.6	-85.8	-60.3	-59.7	-59.2
	rms ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	94.7	99.1	103.0	102.3	84.5	102.7	83.3	79.1	73.1
	$r^2$	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95	0.93	0.92
	pente	1.114	1.160	1.200	1.202	1.229	1.220	1.258	1.272	1.271
	ord. orig.	-192.1	-256.7	-315.6	-315.2	-309.5	-315.6	-315.1	-289.8	-238.5
nébulosité = 0 (08 pts)	biais ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	-103.1	-112.5	-117.8	-117.4	-96.2	-119.3	-91.8	-88.0	-83.3
	rms ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	105.1	115.1	121.0	120.7	100.4	122.3	95.2	90.5	85.3
	$r^2$	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	0.94
	pente	1.031	1.047	1.056	1.054	1.061	1.033	1.047	1.018	0.964
	ord. orig.	-128.9	-157.1	-176.4	-173.3	-156.9	-150.9	-134.9	-102.1	-60.6
aot870 < 0.10 (11 pts)	biais ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	-69.1	-63.8	-61.3	-62.7	-42.6	-68.0	-41.1	-42.6	-44.9
	rms ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )	74.2	70.4	68.5	69.6	50.1	73.0	47.5	47.1	47.4
	$r^2$	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
	pente	0.889	0.894	0.897	0.893	0.904	0.888	0.901	0.900	0.898
	ord. orig.	-31.6	-47.0	-54.5	-55.7	-58.6	-44.7	-51.7	-37.8	-18.7

Lorsque l'on sélectionne les données selon la nébulosité, on voit que les biais et RMS restent du même ordre de grandeur (ils augmentent très légèrement), bien que le coefficient de corrélation soit légèrement meilleur. On peut également voir que les pentes des droites de régressions s'améliorent légèrement lorsque la nébulosité est nulle.

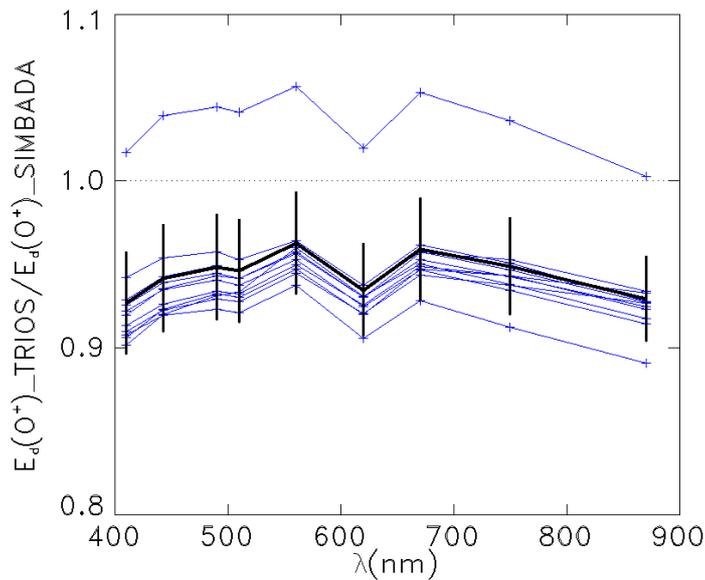
L'amélioration est un peu plus visible lorsque l'on ne garde que les mesures pour lesquelles l'épaisseur optique est faible : les biais et RMS diminuent globalement d'un facteur 1.3 à 1.5, le coefficient de corrélation est constamment égal à 99%, et on voit que les pentes des droites de régressions sont constantes d'un canal à l'autre, contrairement aux pentes des autres sous-ensembles. Il faut noter que les mesures gardées dans le sous-ensemble présent ne correspondent pas uniquement à des angles zénithaux solaires faibles, pour lesquels l'accord entre les deux instruments est meilleur ; l'amélioration sensible de la comparaison n'est donc pas due à une coïncidence pour laquelle toutes les mesures réalisées sous un angle zénithal solaire élevé auraient été rejetées.

Enfin, les deux instruments étant étalonnés devant deux types d'étalons différents (solaire pour le SIMBADA, photométrique pour le TriOS), nous avons estimé, comme nous l'avons fait lors de la comparaison SIMBADA/SPMR, la variation spectrale du rapport des éclaircissements déduites des mesures des deux instruments. Nous avons estimé cette variation pour l'ensemble des données, ainsi que pour le sous-ensemble sélectionné selon l'épaisseur optique en aérosols.

Les graphiques des figures 5-32 et 5-33 montrent le résultat que nous avons obtenu. Dans les deux cas on observe la même chose, à savoir qu'hormis un offset (de 8 à 10% pour l'ensemble des données et de 4 à 6% pour un jeu de données restreint), le rapport des éclairagements ne varie pas avec la longueur d'onde.



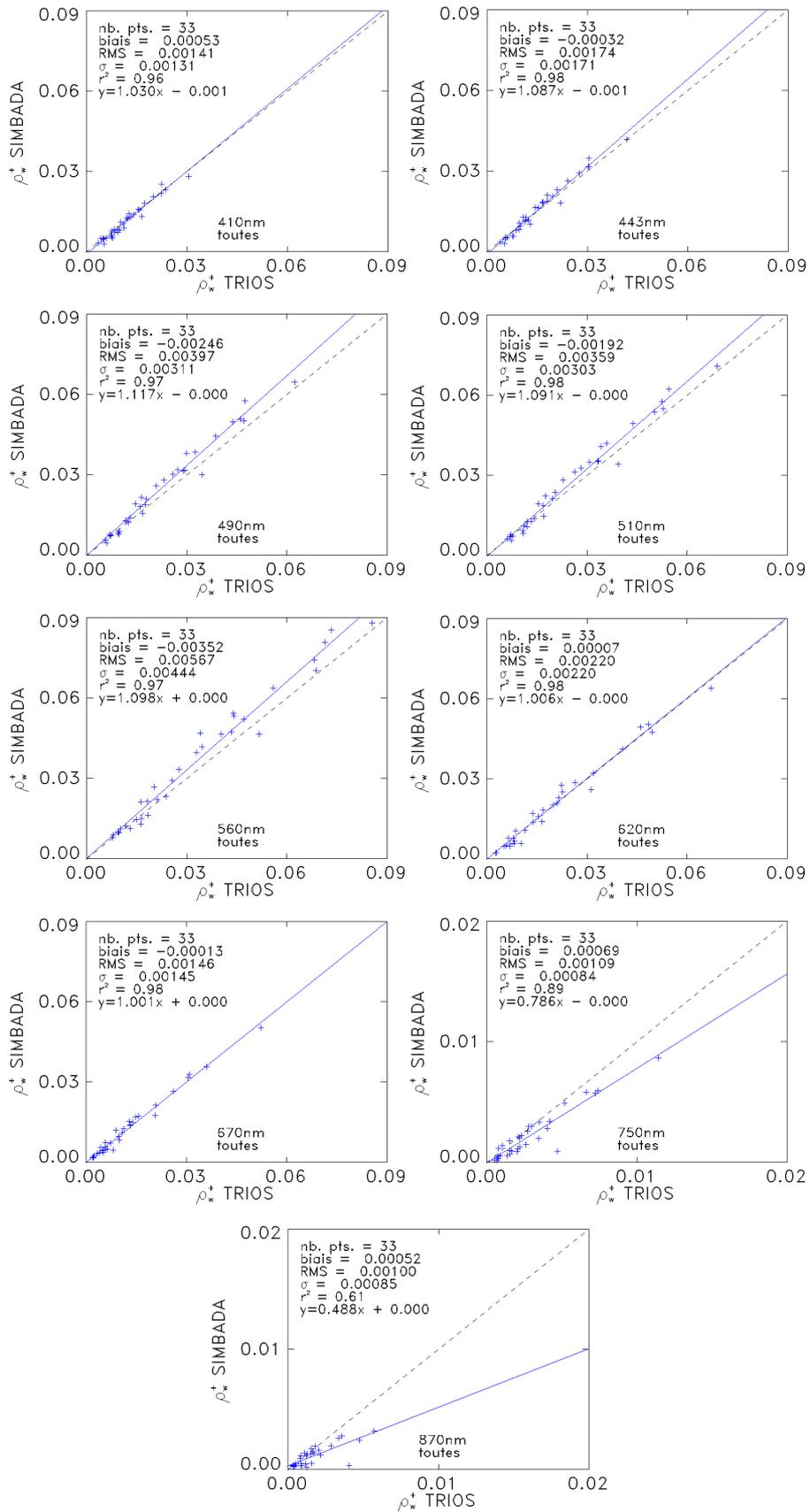
**Figure 5-32.** Variation spectrale du rapport des éclairagements descendants mesurés par le TriOS et le SIMBADA respectivement, pour l'ensemble des mesures réalisées (chaque mesure est représentée par une courbe bleue). La courbe noire montre la moyenne des rapports, la barre d'erreur en montre l'écart type.



**Figure 5-33.** Idem figure 5-32, mais sur un jeu de données restreint (épaisseur optique en aérosols inférieure à 0.10).

#### 5.4.4 Validation des réflectances marines

Contrairement aux mesures de réflectances marines réalisées par le SPMR, les mesures réalisées par le TriOS sont comparables aux mesures réalisées par le SIMBADA. La figure 5-34 montre le résultat de cette comparaison, canal par canal. On voit que les deux instruments s'accordent très bien, surtout aux plus faibles longueurs d'onde (le coefficient de corrélation est supérieur à 90%, sauf au-dessus de 700 nm). Le biais est assez faible à 410 et 443 nm, ainsi qu'au-dessus de 600 nm (il y est inférieur à  $\pm 0.0007$ ), et est un peu plus important à 490 et 510 nm (où il vaut environ -0.0022). Dans cette étude, un biais positif indique que le SIMBADA sous-estime le TriOS. Le RMS vaut environ 0.0015 dans le bleu, augmente progressivement jusqu'à environ 0.0057 à 560 nm, puis redescend progressivement jusqu'à 0.0010 à 870 nm. Ces valeurs peuvent paraître élevées, surtout dans le proche infrarouge, mais il faut garder à l'esprit que les eaux visées lors de ces mesures sont généralement des eaux très turbides, pour lesquelles la réflectance marine est assez élevée, a fortiori dans le proche infrarouge (cf. figure 1-1). Les pentes des droites de régression ainsi que les biais montrent que le SIMBADA a tendance à surestimer le TriOS aux faibles longueurs d'onde, mais que cette tendance s'inverse dans le proche infrarouge. Le tableau 5-7 reprend l'ensemble des statistiques.



**Figure 5-34.** Comparaison, canal par canal, des réflectances marines mesurées au-dessus de la surface par le SIMBADA (en ordonnées) et par le TriOS (en abscisses). Le nombre de mesures, ainsi que les biais, RMS, écart type, coefficient de corrélation et équation de la droite de régression sont indiqués dans les zones graphiques.

Nous avons enfin recalculé ces statistiques en comparant les mesures de réflectances marines des deux instruments pour un jeu de données sélectionnées avec l'épaisseur optique en aérosols (avec le même seuil de 0.10). Les statistiques correspondantes sont reportées dans le tableau 5-7. On ne voit pas d'effet flagrant, les biais et RMS sont du même ordre de grandeur (les biais augmentent légèrement, les RMS diminuent légèrement), les coefficients de corrélation également. Les pentes des droites de régression se rapprochent de 1, mais les ordonnées à l'origine s'écartent alors de 0.

**Tableau 5-7.** Statistiques issues de la comparaison des réflectances marines mesurées par le SIMBADA et le TriOS.

$\lambda$ (nm)		410	443	490	510	560	620	670	750	870
toutes les mesures (33 pts)	biais	0.00053	-0.00032	-0.00246	-0.00192	-0.00352	0.00007	-0.00013	0.00069	0.00052
	rms	0.00141	0.00174	0.00397	0.00359	0.00567	0.00220	0.00146	0.00109	0.00100
	$r^2$	0.96	0.98	0.97	0.98	0.97	0.98	0.98	0.89	0.61
	pente	1.030	1.087	1.117	1.091	1.098	1.006	1.001	0.786	0.488
	ord. orig.	-0.001	-0.001	-0.000	-0.000	0.000	-0.000	0.000	-0.000	0.000
aot870 < 0.10 (10 pts)	biais	0.00066	-0.00079	-0.00317	-0.00284	-0.00445	0.00007	-0.00057	0.00043	0.00022
	rms	0.00097	0.00125	0.00367	0.00343	0.00542	0.00220	0.00104	0.00075	0.00035
	$r^2$	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.99	0.90	0.94
	pente	1.037	1.072	1.071	1.055	1.042	1.006	0.991	0.780	0.792
	ord. orig.	-0.001	-0.000	0.002	0.002	0.003	-0.000	0.001	0.000	0.000

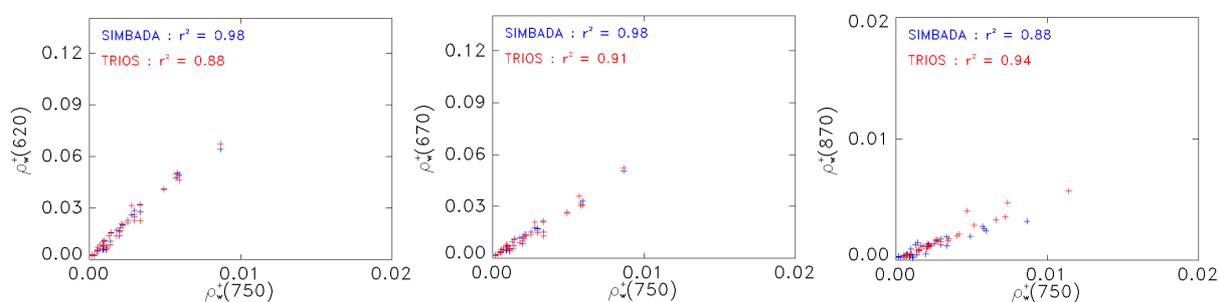
Par contre, les réflectances étant assez élevées, nous avons calculé les RMS relatifs (RMS normalisés par le signal moyen), pour les comparer aux RMS relatifs issus de la comparaison SIMBADA/SPMR (cf. tableaux 5-3 et 5-5). Ces RMS relatifs sont indiqués dans le tableau 5-8, pour les deux sous-ensembles de mesures. Les RMS relatifs issus de la comparaison SIMBADA/SPMR y sont rappelés.

**Tableau 5-8.** RMS relatifs pour chacun des deux sous-ensembles de mesures considérés, et rappel des RMS relatifs issus de la comparaison SIMBADA/SPMR.

$\lambda$ (nm)		410	443	490	510	560	620	670	750	870
TriOS : toutes les mesures (41 pts)	rms relatif	12.1%	11.3%	16.6%	13.7%	16.4%	11.7%	11.4%	42.8%	74.0%
TriOS : aot870 < 0.10 (10 pts)	rms relatif	8.9%	8.5%	16.0%	13.9%	17.9%	9.3%	9.7%	38.0%	31.5%
SPMR : toutes les mesures	rms relatif	11.6%	13.0%	19.8%	15.4%	25.1%	57.9%	89.1%	-	-
SPMR : prise en compte de l'effet directionnel	rms relatif	8.6%	9.0%	16.9%	13.0%	23.7%	43.7%	67.0%	-	-

On voit que pour les canaux 410 à 560 nm, les erreurs relatives sont très similaires (elles valent environ 10% à 410 nm, puis augmentent jusqu'à 15-25% à 560 nm). Au-delà, les erreurs relatives

issues de la comparaison SIMBADA/SPMR augmentent bien plus que les erreurs relatives issues de la comparaison SIMBADA/TriOS. Cette augmentation des RMS relatifs SIMBADA/SPMR à 620 et 670 nm a été expliquée par le fait que la correction des mesures SIMBADA réalisée à partir des canaux 620 à 870 nm nécessite de plus amples investigations, car elle semble être du même ordre de grandeur que le signal mesuré à 620 et 670 nm au site DYFAMED. Compte tenu de l'amplitude (importante) du signal mesuré dans les eaux côtières belges et anglaises, cet effet est beaucoup moins visible pour la comparaison SIMBADA/TriOS. Les trois graphiques de la figure 5-35 montrent, pour chacun des deux instruments, la corrélation entre la réflectance marine à respectivement 620, 670 et 870 nm et la réflectance marine à 750 nm. On voit que les coefficients de corrélation des deux instruments sont tous du même ordre de grandeur.



**Figure 5-35.** Corrélation, pour chacun des deux instruments, entre les réflectances marines à 620, 670, et 870 nm et la réflectance marine à 750 nm.

En conclusion, on retient que les instruments SIMBADA et TriOS s'accordent à 2-3% sur la mesure d'éclairements descendants pour les petits angles zénithaux solaires, et que, pour les plus grands angles, le désaccord peut atteindre 10%. Une investigation supplémentaire pourrait permettre de trouver l'origine de cet effet angulaire (précision du calcul d'éclairement descendant aux plus grands angles pour le SIMBADA, corrections du cosinus de l'angle pour le TriOS, ...).

L'accord entre les deux instruments sur l'estimation de la réflectance marine est très satisfaisant, surtout aux plus faibles longueurs d'onde. Le RMS relatif sur l'écart entre les mesures SIMBADA et TriOS vaut typiquement 10% à 410, 443, 620 et 670 nm, environ 15% entre 490 et 560 nm, et 40-70% à 750 et 870 nm.

Apparemment, le désaccord plus important sur l'estimation des éclairements descendants aux grands angles zénithaux solaires n'a pas d'impact sur l'estimation des réflectances marines.

## 5.5 Conclusion

Nous avons eu l'occasion de comparer les mesures réalisées par le radiomètre SIMBADA à des mesures réalisées par trois autres instruments, bien connus de la communauté scientifique.

Premièrement, une série de campagnes réalisées au site DYFAMED par l'Observatoire de Villefranche/mer a permis de collecter un centaine de mesures d'éclairements descendants et de réflectances marines simultanément avec le SIMBADA et avec un radiomètre SPMR.

La comparaison des éclairements descendants est dans l'ensemble satisfaisante, les deux instruments s'accordant à mieux que 6%. En analysant les mesures d'éclairements descendants sur un échantillon de données sélectionnées (ciel clair et Soleil pas trop bas), nous avons pu mettre en évidence qu'une partie de ces 6% de désaccord pouvait s'expliquer par le fait que les deux instruments ne se réfèrent pas au même type d'étalons lors leurs étalonnages.

Lorsque l'on compare les réflectances marines, on s'aperçoit d'abord que le SIMBADA surestime de 9% en moyenne le SPMR, surtout dans les canaux à 620 et 670 nm. Cependant, lorsque l'on prend en compte les effets directionnels propres à chaque type d'instruments (de manière convaincante d'ailleurs), nous avons pu vérifier que le SIMBADA réalisait des mesures de réflectance marine avec pratiquement la précision nécessaire [Gordon, 1997], à savoir  $\pm 0.0020$  dans le bleu et environ  $\pm 0.0015$  dans le vert.

La deuxième comparaison a été menée à partir d'une centaine de mesures d'épaisseurs optiques en aérosols réalisées simultanément par le SIMBADA et par un photomètre solaire MicroTops, lors d'une campagne appelée ACE-ASIA, ayant eu lieu au large de l'Asie au début du printemps 2001.

Les deux instruments sont en très bon accord sur la détermination des épaisseurs optiques, surtout aux faibles valeurs. Le biais observé entre les deux est de -0.017 (le MicroTops surestime le SIMBADA), et l'écart type est de 0.028. En considérant que cette valeur est la somme quadratique des erreurs des deux instruments, on trouve que chacun d'entre eux réalise des mesures d'épaisseur optique avec une précision d'environ 0.01 à 0.02, ce qui est très satisfaisant.

Lors d'une première approche, la comparaison des modèles d'aérosol s'est avérée un peu moins satisfaisante, le biais valant -0.141, et l'écart type valant 0.178. Mais, en menant une analyse un peu plus fine, nous avons pu mettre en évidence la sensibilité de la détermination du modèle d'aérosols aux faibles valeurs de l'épaisseur optique. En effet, après une correction de 0.45% (maximum) des coefficients d'étalonnages du SIMBADA (en terme de logarithme népérien de

comptes numériques), nous avons déterminé un biais de 0.08 et un écart type de 0.07 sur la comparaison des coefficients d'Angström, gagnant ainsi un facteur 2 sur les statistiques.

Enfin, la troisième comparaison a été menée à partir d'une quarantaine de mesures d'éclairements descendants et d'une trentaine de mesures de réflectances marines réalisées simultanément par le SIMBADA et par un spectroradiomètre TriOS, au-dessus d'eaux très turbides.

Cette analyse a montré que les deux instruments s'accordent à 2-3% sur l'estimation des éclairements descendants aux petits angles zénithaux solaires (inférieurs à 40°), et qu'ils s'accordent à 8-10% aux plus grands angles. La cause de cet effet angulaire n'est pas encore connue, et d'autres analyses permettraient de la trouver (calcul de l'éclairement aux grands angles pour le SIMBADA, réponse cosinusoidale du TriOS, ...).

L'accord des deux instruments sur l'estimation des réflectances marines est très satisfaisant, surtout dans le bleu. Le RMS sur l'écart entre les deux estimations vaut 0.001 à 410 nm, 0.005 à 560 nm, puis redescend jusqu'à 0.001 à 870 nm. Etant donné le niveau important des réflectances marines, le RMS relatif vaut environ 10% à 410, 443, 620 et 670 nm, un peu plus (15%) à 490, 510 et 560 nm, puis augmente jusqu'à 70% à 870 nm. Ces valeurs sont comparables aux RMS relatifs issus de la comparaison SIMBADA/SPMR, surtout dans la gamme 410-560 nm. Au-delà, le RMS relatif de la comparaison SIMBADA/SPMR est environ deux fois plus important que le RMS relatif de la comparaison SIMBADA/TriOS.



## **CHAPITRE 6. UTILISATION DU RESEAU SIMBADA POUR LA VALIDATION DES PRODUITS DE NIVEAU 2 DU CAPTEUR SPATIAL MERIS**

6.1	Introduction.....	108
6.2	Le capteur spatial MERIS.....	108
6.3	Localisation des mesures coïncidentes.....	109
6.4	Validation des réflectances marines.....	111
6.4.1	Exemples de scènes .....	111
6.4.2	Résultats de la comparaison .....	114
6.5	Validation des paramètres atmosphériques .....	121
6.6	Comparaison avec d'autres travaux de validation .....	125
6.7	Conclusion .....	128

## 6.1 Introduction

La plate-forme d'observation de la Terre ENVISAT a été lancée avec succès le 1er mars 2002 par l'ASE (*Agence Spatiale Européenne*). A bord, le radiomètre MERIS réalise des observations de la couleur de l'océan. Dans ce chapitre, nous allons présenter le travail de validation des ses données de niveau 2, c'est à dire des paramètres physiques dérivés des luminances TOA de niveau 1. Ce travail est réalisé à partir des données issues du réseau de radiomètres optiques SIMBADA, réseau présenté au chapitre 4 de ce manuscrit. Après avoir brièvement décrit l'instrument MERIS, nous présenterons le jeu de mesures simultanément acquises par les deux instruments. Nous présenterons ensuite les résultats de la comparaison des paramètres marins, puis ceux de la comparaison des paramètres atmosphériques. Enfin, nous comparerons ce travail de vérification à d'autres travaux analogues.

## 6.2 Le capteur spatial MERIS

MERIS est un spectromètre imageur, qui mesure le rayonnement solaire réfléchi par la Terre selon 13 canaux (cf. tableau 6-1), dans un champ de vue de 68°, partagé en 5 modules optiques (5 spectromètres). Pour plus de détails techniques, on peut consulter le site web <http://envisat.esa.int/instruments/meris/>. Nous nous contenterons dans cette section de présenter brièvement les caractéristiques et grandeurs utiles à la compréhension de ce chapitre.

**Tableau 6-1.** Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ) des 13 canaux du capteur spatial MERIS/ENVISAT

canal n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$\lambda_c$ (nm)	412.5	442.5	490.0	510.0	560.0	620.0	665.0	681.3	708.8	753.8	778.8	865.0	890.0

Tout d'abord, les produits couleur de l'océan de niveau 2 MERIS qui nous intéressent sont les réflectances marines au-dessus de la surface,  $\rho_w^+$ , définies au sens de l'équation (2-13), l'épaisseur optique en aérosols à 865nm,  $\tau^{865}$ , et le facteur epsilon,  $\epsilon_{MERIS}$ , décrivant le modèle d'aérosols. Plusieurs critères de qualité, appelés flags, renseignent sur la qualité des produits dérivés. On peut citer par exemple

- le flag PCD\_1\_13, noté 13\_refl dans ce chapitre, renseignant sur la qualité des réflectances marines dérivées (ce flag se lève si la réflectance est négative dans au moins un canal) ;

- le flag TURBID, renseignant sur la turbidité du pixel considéré (eaux du cas I/eaux du cas II) ;
- les flags MED\_GLINT et HIGH\_GLINT, indiquant si le pixel considéré est moyennement ou fortement parasité par le glitter (respectivement) ;
- le flag ABS\_DUST\_LIKE, noté ABSDUST dans ce chapitre, indiquant si les aérosols sont absorbants.

Pour une description plus détaillée de ces flags (algorithmes correspondants), on peut consulter les ATBD (*Algorithm Theoretical Basis Document*) disponibles sur le site web <http://envisat.esa.int/instruments/meris/data-app/dataproduct.html>.

Enfin, nous pouvons préciser la relation existant entre le facteur epsilon MERIS,  $\epsilon_{MERIS}$ , et le coefficient d'Angström SIMBADA,  $\alpha_{SIMBADA}$  (tous deux caractérisent le modèle d'aérosols). Le facteur epsilon MERIS étant calculé à partir des luminances TOA de niveau 1 des canaux à 778.8 et 865 nm, il vient :

$$\epsilon_{MERIS} = \left( \frac{778.8}{865.0} \right)^{-\alpha_{SIMBADA}} \quad (6-1)$$

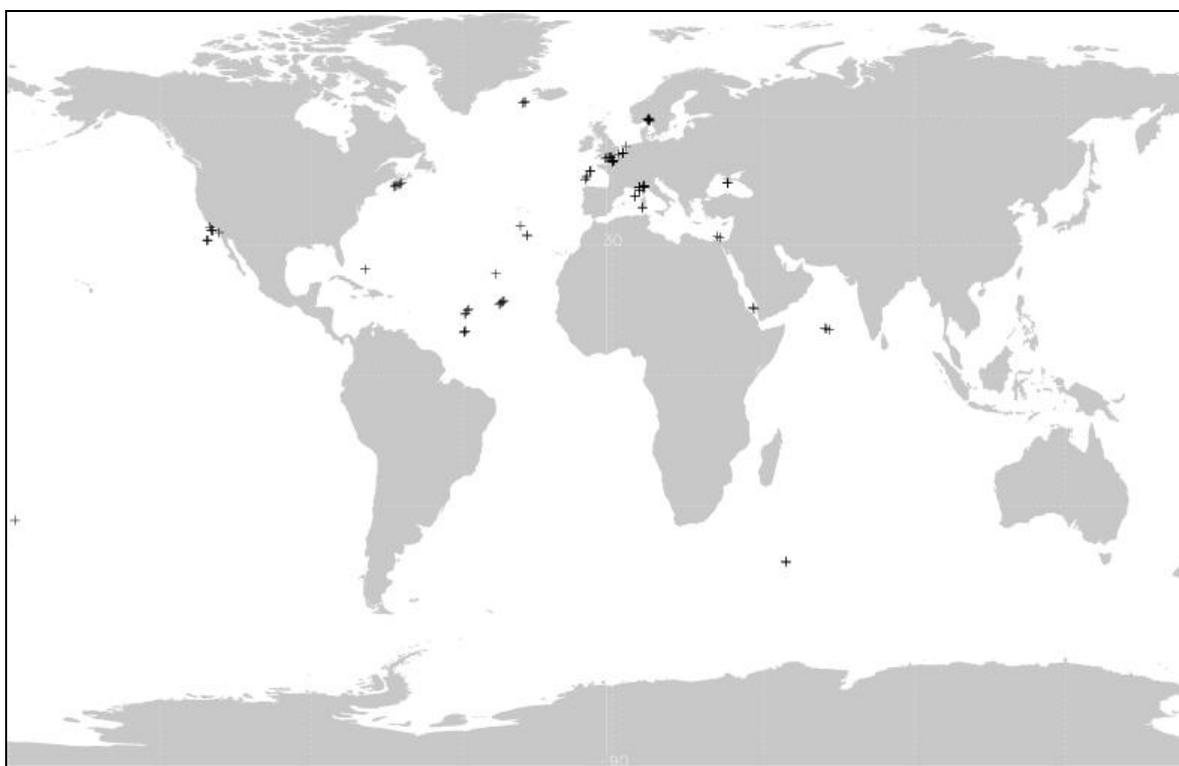
### 6.3 Localisation des mesures coïncidentes

Depuis le début des acquisitions MERIS, environ 1200 spectres de réflectances marines ont été enregistrés par le réseau SIMBADA. Pour réaliser le travail de vérification, 56 scènes MERIS ont été reçues au LOA, ce qui correspond à environ 190 mesures simultanément acquises par les deux instruments. Après un tri permettant de rejeter les mesures MERIS nuageuses ou contaminées par le glitter, environ 115 mesures coïncidentes sur 39 scènes MERIS ont servi à comparer les deux instruments (cf. figure 6-1).

Ces mesures ont été réalisées

- dans l'Océan Atlantique Nord-Ouest, dans l'Océan Pacifique Sud, dans l'Océan Indien et dans la Mer Rouge par Yves Dandonneau, LODYC (**L**aboratoire d'**O**céanographie **D**ynamique et **C**limatologie), Paris, France (toutes réalisées au large) ;
- dans l'Océan Atlantique (entre Le Havre, France, et Kourou, Guyane Française) et en Mer Méditerranée grâce à une collaboration avec la compagnie de marine marchande

- "Compagnie Maritime Nantaise - MN", à bord des navires MN-TOUCAN et MN-COLIBRI (mesures également réalisées au large);
- le long des côtes californiennes par Robert Frouin et Antoine Poteau, SIO (*Scripps Institution of Oceanography*), San Diego, USA ;
  - en Mer du Nord, près des côtes belges par Vera de Cauwer et Kevin Ruddick, MUMM (*Management Unit and Mathematical Model for the North Sea*), Bruxelles, Belgique ;
  - en Mer Noire, à la pointe de la péninsule de Crimée par Georges Khomenko et Malik Chami, ULCO (*Université du Littoral – Côte d'Opale*), Wimereux, France ;
  - près des côtes norvégiennes par Kai Soerensen, NIVA (*Norsk Institutt for Vannforskning*, en anglais *Norwegian Institute for Water Research*), Bergen, Norvège ;
  - en Mer Méditerranée, au site DYFAMED (campagnes BOUSSOLE) par David Antoine, LOV (*Laboratoire d'Océanographie de Villefranche*), Villefranche/mer, France ;
  - près des côtes anglaises (Plymouth) par Kevin Ruddick lors du groupe de travail REVAMP au PML (*Plymouth Marine Laboratory*), Plymouth, UK ;
  - dans la Manche, entre Boulogne/mer et Fécamp par Hubert Loisel, ULCO, Wimereux, France.



**Figure 6-1.** Localisation des mesures réalisées simultanément par le réseau SIMBADA et par MERIS (données utilisables pour la validation des produits de niveau 2, après tri des perturbations dues aux nuages et au glitter).

## 6.4 Validation des réflectances marines

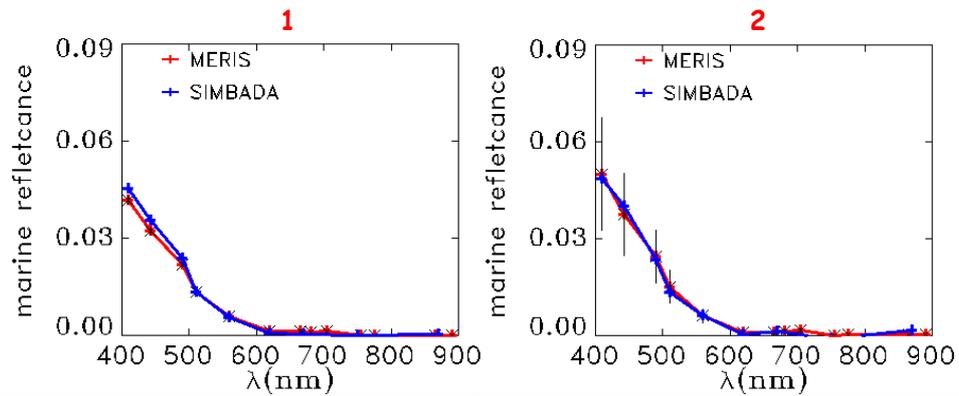
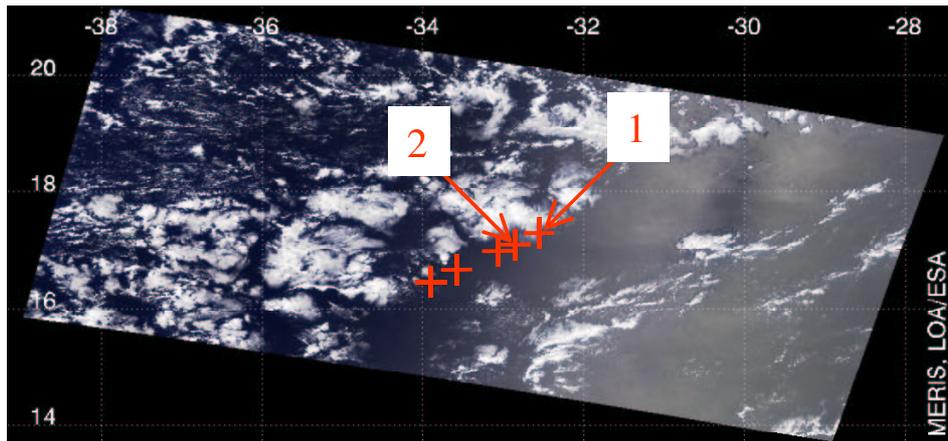
### 6.4.1 Exemples de scènes

Quelques exemples de scènes MERIS avec au moins une mesure SIMBADA coïncidente sont montrés sur les figures 6-2 à 6-4. Sur chacune d'entre elles, on peut voir une fenêtre prise dans une image MERIS (composite des niveaux 1 -luminances hors atmosphère- corrigés de la diffusion moléculaire) et la ou les mesures SIMBADA coïncidente(s), marquée(s) d'une croix rouge. En dessous de chaque fenêtre, on peut voir la comparaison des spectres de réflectances marines au-dessus de la surface de chaque instrument (SIMBADA en bleu, MERIS en rouge), ainsi qu'un tableau résumant les localisations des mesures, leurs dates et heures, les valeurs prises par les flags MERIS, la nébulosité correspondante, etc....

Les mesures de la figure 6-2 ont été réalisées dans l'Océan Atlantique (entre Le Havre et Kourou), sous un ciel très clair, mais sont légèrement contaminées par le glitter (les flags MERIS MED\_GLINT' et HIGH\_GLINT' sont levés). Bien que le flag MERIS PCD\_1\_13 soit levé, la comparaison des deux mesures est très satisfaisante, sauf pour l'épaisseur optique en aérosols de la station numérotée 1.

Les mesures de la figure 6-3 ont été réalisées en Mer Méditerranée, au site DYFAMED (campagnes BOUSSOLE, cf. chapitre 5). La quantité d'aérosols n'est pas négligeable, mais la nébulosité est nulle. Seul le flag 13\_refl est levé, mais encore une fois, la comparaison est très satisfaisante.

Enfin, les mesures de la figure 6-4 ont été réalisées dans la Manche, et correspondent de manière évidente à une scène contaminée par des nuages (des cirrus très probablement), mais pour laquelle le pixel n'est pas considéré comme nuageux. Les flags MERIS 13\_refl, ABS\_DUST\_LIKE et MED\_GLINT' sont levés. Les différences entre les mesures SIMBADA et MERIS sont très importantes. Cette mesure, ainsi qu'une autre également située dans la Manche (mais un autre jour), correspondent aux plus mauvaises comparaisons entre MERIS et SIMBADA. Elles correspondent toutefois aux plus mauvaises conditions de mesure : c'est une zone côtière, les eaux y sont turbides, les courants marins rapides, et des cirrus parasitent très certainement la scène.



<p><b>1</b>                      2003/04/19 ; lat.=17.28°N ; lon.=32.53°W ; Sza=62.73°                      hTU simbada=10.54      hTU meris=12.40                      wind simbada=6.70m/s      wind meris=8.28m/s                      Tau simbada=0.07      Tau meris=0.17                      clouds simbada=25.00%      clouds meris=0.00%                      flag(s) : 13_refl, turbid, med_glint, high_glint</p>	<p><b>2</b>                      2003/04/19 ; lat.=17.06°N ; lon.=32.87°W ; Sza=32.46°                      hTU simbada=11.97      hTU meris=12.40                      wind simbada=8.20m/s      wind meris=8.25m/s                      Tau simbada=0.06      Tau meris=0.09                      clouds simbada=12.50%      clouds meris=0.00%                      flag(s) : flag_13_refl, med_glint, high_glint</p>
---	--

**Figure 6-2.** Comparaison des mesures SIMBADA et MERIS réalisées dans l'Océan Atlantique, entre Le Havre et Kourou. L'image MERIS est une fenêtre prise dans un composite des niveaux 1 corrigés du Rayleigh. Les barres d'erreur représentent les écarts type MERIS dans un pavé de 5x5 pixels. L'accord entre les deux instruments est très bon, sauf concernant l'épaisseur optique en aérosols.

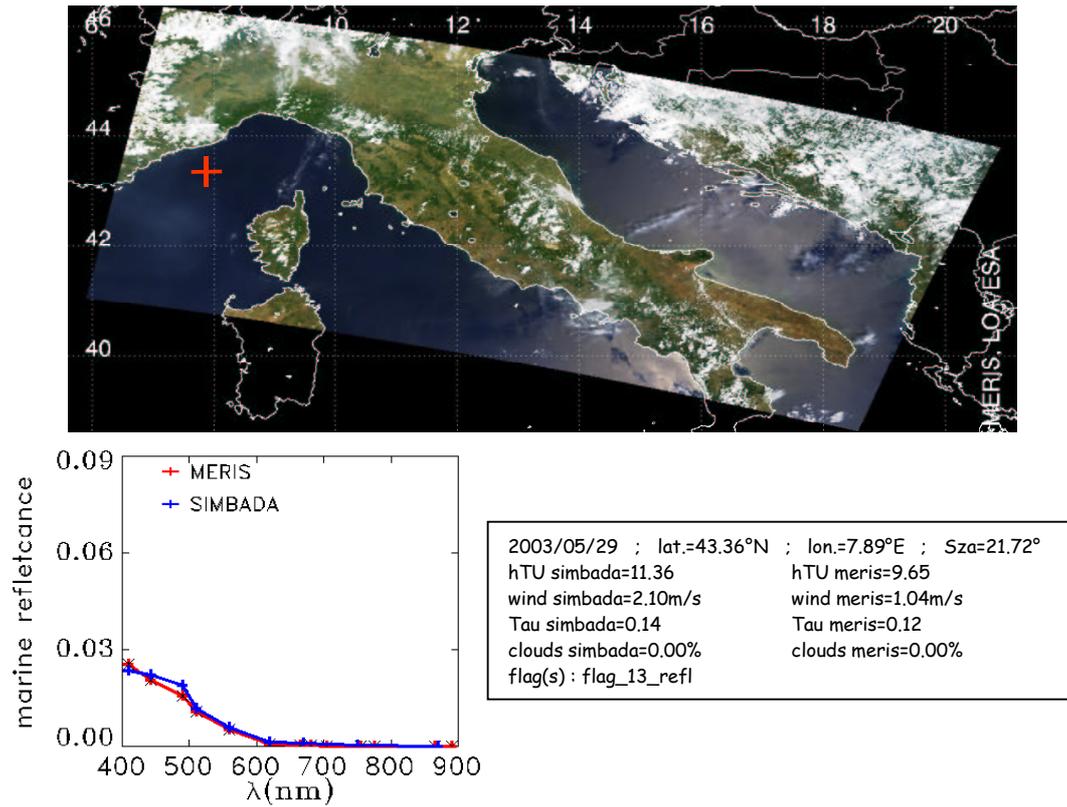


Figure 6-3. idem figure 6-2, mais en Mer Méditerranée, au site DYFAMED. L'accord entre les deux instruments est encore très bon.

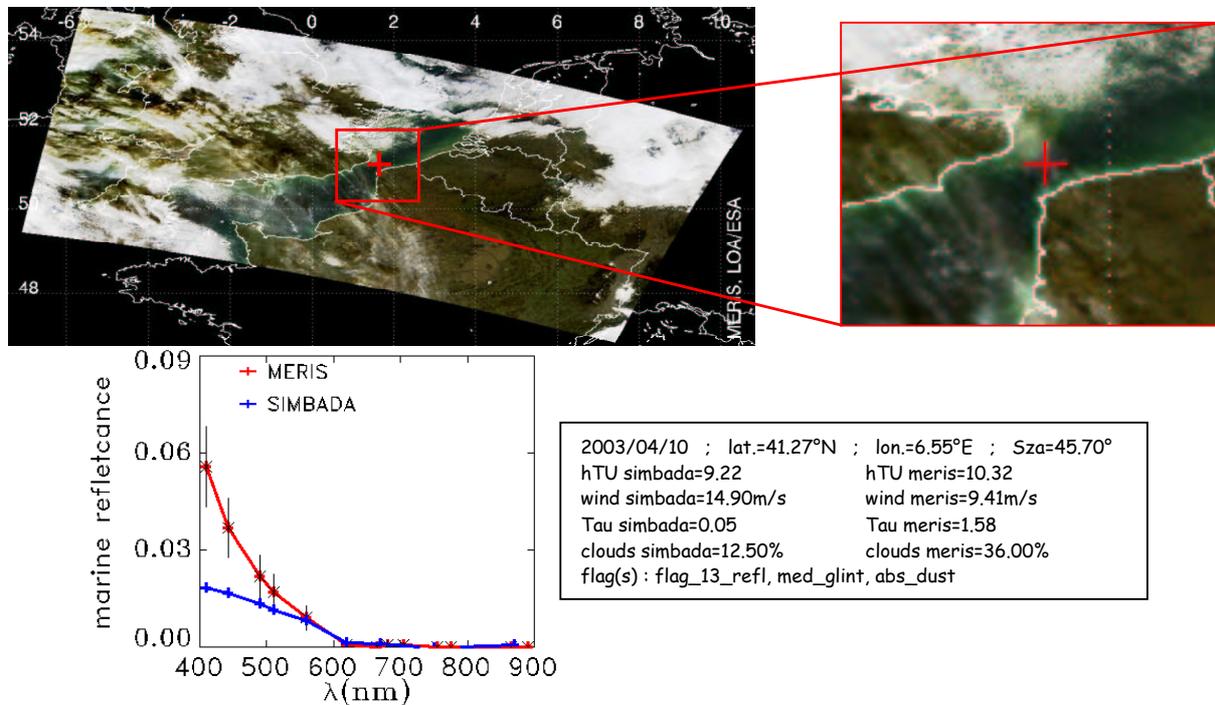


Figure 6-4. idem figure 6-2, mais dans la Manche. Pour cette image, le désaccord entre MERIS et SIMBADA est important. Toutefois, les conditions géophysiques sont très mauvaises : c'est une zone côtière, les eaux y sont turbides, les courants marins rapides, et des cirrus parasitent certainement la scène.

## 6.4.2 Résultats de la comparaison

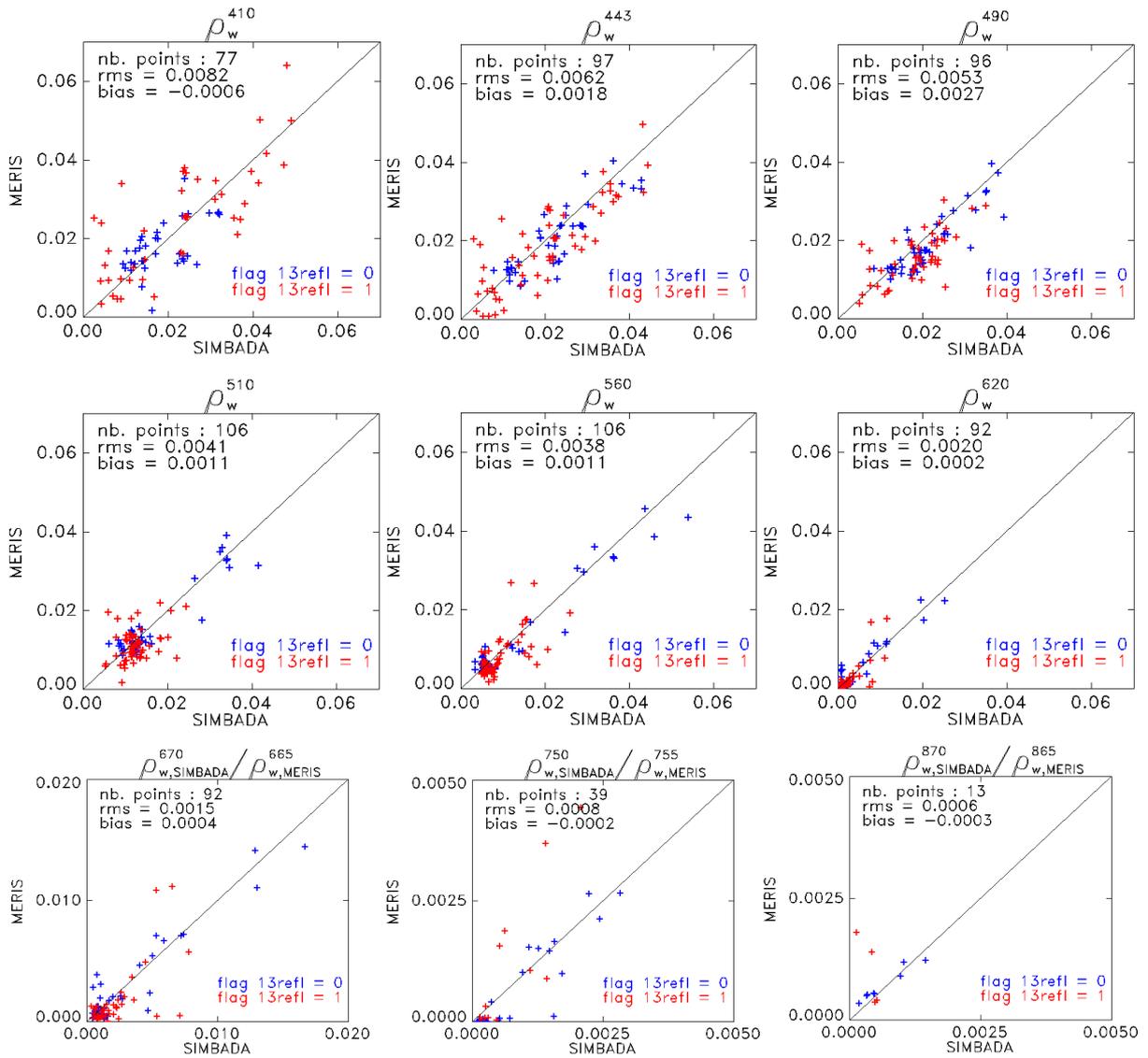
Dans cette section, les données issues des deux scènes douteuses (dont l'une est présentée ci-dessus sur la figure 6-4) sont exclues et n'apparaissent pas sur les figures. Toutefois, nous indiquerons parfois les résultats et statistiques calculés lorsqu'elles sont prises en considération. Nous les désignerons par le terme de "douteuses".

Les mesures réalisées par MERIS que nous utilisons dans cette analyse sont issues du traitement datant d'août 2003.

La comparaison des données MERIS et SIMBADA est présentée sur la figure 6-5, où les réflectances marines MERIS au-dessus de la surface sont reportées en fonction des réflectances marines SIMBADA, canal par canal (noter la différence d'échelle pour les 3 derniers canaux). Sur cette figure, on distingue les données pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl n'est pas levé (points bleus) et celles pour lesquelles il est levé (points rouges). Les biais et RMS de la différence entre les données SIMBADA et MERIS sont indiqués dans les zones graphiques. Le biais utilisé dans cette étude est positif lorsque le signal MERIS sous-estime le signal SIMBADA.

Le biais est en général positif, sauf à 410 nm et au-dessus de 700 nm, et faible, surtout vers les plus grandes longueurs d'onde. Il est maximal à 490 nm, où il est d'environ 0.0030, et décroît de part et d'autre ; il vaut -0.0006 à 410 nm, 0.0018 à 443 nm, et 0.0011 dans les deux autres canaux destinés à la couleur de l'océan (510 et 560 nm). Au-delà de 600 nm, il est insignifiant en valeur absolue (inférieur à 0.0004).

Le RMS est quant à lui plutôt assez important, surtout vers le bleu. Il décroît graduellement de 0.0082 à 410 nm jusqu'à 0.0006 dans le proche infrarouge.



**Figure 6-5.** Réflectances marines au-dessus de la surface MERIS vs. SIMBADA à 410, 443, 490, 510, 560, 620, 670, 750 et 870 nm. Les points bleus représentent les mesures pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl n'est pas levé, les points rouges celles pour lesquelles il l'est. Les statistiques sont indiquées dans la zone de graphique pour l'ensemble des points bleus et rouges. Noter la différence d'échelle pour les 3 derniers graphiques.

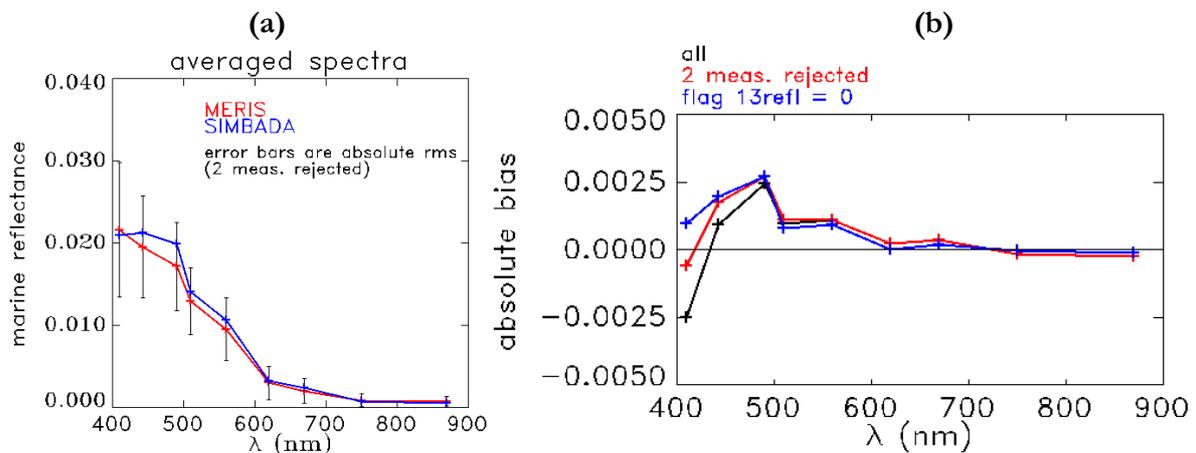
Le même résultat est présenté d'une manière différente sur la figure 6-6 (a). Sur cette figure sont représentées les réflectances moyennes des deux instruments en fonction de la longueur d'onde. L'écart entre les deux spectres représente alors la valeur absolue du biais entre les deux instruments. On voit à nouveau sur le graphique que ce biais est très faible à 410 nm et au-dessus de 500 nm, et qu'il est un peu plus important à 443 et à 490 nm, mais toutefois encore faible. Le RMS de la différence entre les deux instruments est également indiqué sur ce graphique en tant que barre d'erreur. On voit à nouveau qu'il décroît graduellement au fur et à mesure que la longueur d'onde augmente. En considérant le fait que cette erreur est la somme quadratique des erreurs SIMBADA et des erreurs MERIS, et en considérant le fait que l'erreur sur les mesures

SIMBADA est approximativement la même pour toutes les longueurs d'onde (de 0.001 à 0.002), le RMS représente la précision des corrections atmosphériques réalisées lors du traitement des données MERIS, et l'on voit que ces corrections atmosphériques sont moins précises vers le bleu (ce qui est courant).

Sur la figure 6-6 (b) sont représentées trois courbes. Chacune d'elles montre la variation spectrale du biais entre les deux instruments, mais sur trois sous-ensembles de données :

- la courbe noire est relative à l'ensemble des données, y compris les deux mesures douteuses (environ 100 mesures) ;
- la courbe rouge est relative à l'ensemble des données, mais en excluant ces deux mesures douteuses (environ 98 mesures) ;
- la courbe bleue est relative à l'ensemble des données pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl n'est pas levé (environ 50 mesures).

Dans tous les cas, le biais entre MERIS et SIMBADA reste faible, surtout au-dessus de 500 nm. Il est de l'ordre de 0.001 à 0.002 en valeur absolue dans le bleu, et descend en dessous de 0.0005 dans le proche infrarouge.



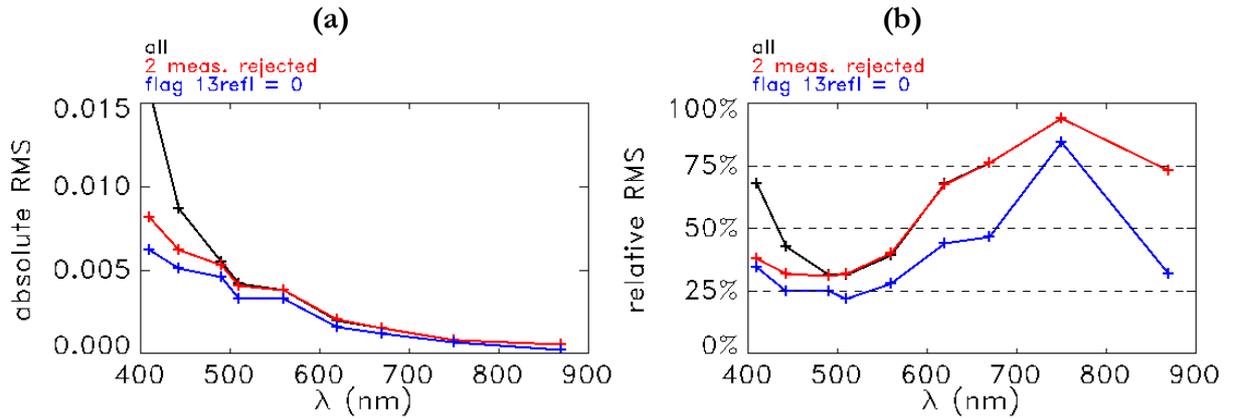
**Figure 6-6. (a)** Spectres SIMBADA (en bleu) et MERIS (en rouge) moyens. La différence entre ces deux courbes représente le biais entre les deux instruments. Le RMS est également représenté en tant que barre d'erreur des mesures MERIS. **(b)** Biais entre MERIS et SIMBADA en fonction de la longueur d'onde. La courbe noire est représentative de l'ensemble des données coïncidentes, y compris les deux mesures douteuses ; la courbe rouge est représentative de l'ensemble des données, sauf les deux mesures douteuses ; la courbe bleue est représentative des données pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl n'est pas levé.

De la même manière que sur la figure 6-6 (b), la figure 6-7 (a) représente la variation spectrale du RMS absolu entre les mesures MERIS et SIMBADA. Le code de couleur est le même : les courbes noire, rouge et bleue représentent les même sous-ensembles de données que les courbes

noire, rouge et bleue de la figure 6-6 (b). Les RMS de ces trois sous-ensembles ont un comportement similaire : ils diminuent graduellement lorsque la longueur d'onde augmente. Comme nous l'avons mentionné plus haut, le RMS est représentatif de la précision des corrections atmosphériques de MERIS et s'accroît dans le bleu, là où ces corrections sont plus délicates. D'autre part, les réflectances marines sont généralement plus importantes dans le bleu, ce qui justifie cette décroissance du RMS exprimé en valeur absolue avec la longueur d'onde. Le deuxième résultat que montre la figure 6-7 (a) est que le RMS diminue lorsque le jeu de données est trié : il diminue une première fois lorsque les mesures douteuses sont éliminées (courbe rouge), puis il diminue encore lorsqu'un critère de qualité est appliqué aux données MERIS, via le flag 13\_refl. Cette caractéristique est plus marquée aux courtes longueurs d'onde.

Il faut noter la différence importante entre les courbes noire et rouge aux plus faibles longueurs d'onde. Cette différence n'est due qu'au rejet de deux mesures, réalisées dans de très mauvaises conditions, et est du même ordre de grandeur que la différence entre les courbes rouge et bleue, pour lesquelles la différence du nombre de mesures est plutôt du simple au double. On voit alors que deux mesures peuvent biaiser les statistiques de manière considérable, et rendre les conclusions difficiles à mettre en évidence. Ceci justifie à nos yeux le rejet de ces deux mesures douteuses.

La figure 6-7 (b) représente la variation spectrale du RMS relatif, i.e., le RMS normalisé par la moyenne des mesures MERIS. Cette grandeur statistique est importante, car les algorithmes bio-optiques qui estiment la concentration en chlorophylle utilisent des rapports de réflectances marines, et leurs précisions ne peuvent être estimées qu'à partir de statistiques exprimées sur des grandeurs relatives. On voit sur la figure 6-7 (b) que le RMS relatif est assez important, et vaut en général moins de 40-50% aux longueurs d'onde utiles à la couleur de l'océan. De la même manière que pour le RMS absolu, le RMS relatif décroît au fur et à mesure que l'échantillon de données est trié. Il descend alors jusqu'à la valeur moyenne de 25% dans le bleu et dans le vert lorsque le flag MERIS 13\_refl est levé.



**Figure 6-7. (a)** RMS absolu de la différence entre SIMBADA et MERIS. **(b)** RMS relatif de la différence entre SIMBADA et MERIS. Le code de couleur est le même que celui de la figure 6-6 (b).

Pour tenter de trouver l'origine de la différence entre les deux instruments, nous avons analysé plus en détail les différences entre leurs mesures. Les deux mesures douteuses ont été rejetées pour l'analyse que nous allons présenter ci-dessous. Comme nous venons de le mentionner, ces mesures biaisent de manière trop importante les statistiques de la comparaison des deux instruments, mais ne sont pas représentatives de la source possible des écarts entre MERIS et SIMBADA.

Nous avons alors établi la matrice de corrélation des erreurs,  $M_{r^2}(\Delta\rho)$ , définie par

$$M_{r^2}(\Delta\rho) = \begin{bmatrix} r_{410,410}^2 & r_{410,443}^2 & r_{410,490}^2 & r_{410,510}^2 & r_{410,560}^2 & r_{410,620}^2 & r_{410,670}^2 & r_{410,750}^2 \\ r_{443,410}^2 & r_{443,443}^2 & r_{443,490}^2 & r_{443,510}^2 & r_{443,560}^2 & r_{443,620}^2 & r_{443,670}^2 & r_{443,750}^2 \\ r_{490,410}^2 & r_{490,443}^2 & r_{490,490}^2 & r_{490,510}^2 & r_{490,560}^2 & r_{490,620}^2 & r_{490,670}^2 & r_{490,750}^2 \\ r_{510,410}^2 & r_{510,443}^2 & r_{510,490}^2 & r_{510,510}^2 & r_{510,560}^2 & r_{510,620}^2 & r_{510,670}^2 & r_{510,750}^2 \\ r_{560,410}^2 & r_{560,443}^2 & r_{560,490}^2 & r_{560,510}^2 & r_{560,560}^2 & r_{560,620}^2 & r_{560,670}^2 & r_{560,750}^2 \\ r_{620,410}^2 & r_{620,443}^2 & r_{620,490}^2 & r_{620,510}^2 & r_{620,560}^2 & r_{620,620}^2 & r_{620,670}^2 & r_{620,750}^2 \\ r_{670,410}^2 & r_{670,443}^2 & r_{670,490}^2 & r_{670,510}^2 & r_{670,560}^2 & r_{670,620}^2 & r_{670,670}^2 & r_{670,750}^2 \\ r_{750,410}^2 & r_{750,443}^2 & r_{750,490}^2 & r_{750,510}^2 & r_{750,560}^2 & r_{750,620}^2 & r_{750,670}^2 & r_{750,750}^2 \end{bmatrix} \quad (6-2)$$

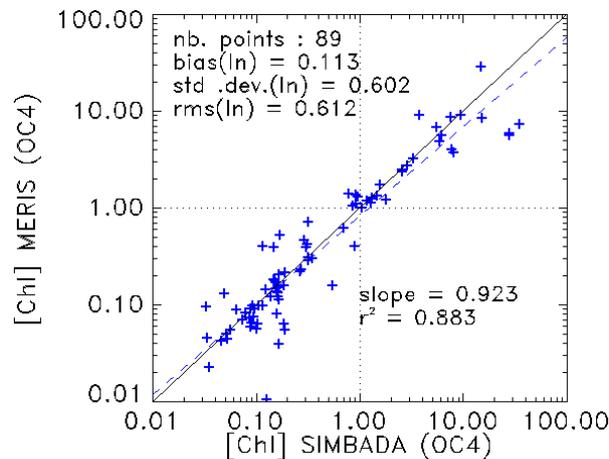
où les termes  $r_{\lambda_1, \lambda_2}^2$  représentent les coefficients de corrélation entre les écarts  $\Delta\rho(\lambda_1)$  et  $\Delta\rho(\lambda_2)$ ,  $\Delta\rho(\lambda_i)$  représentant la différence entre les réflectances SIMBADA et MERIS (respectivement) pour le canal de longueur d'onde centrale  $\lambda_i$ . Nous nous arrêtons à 750 nm, dans la mesure où il ne reste plus assez de points à 870 (13) pour exprimer des statistiques significatives. La matrice que l'on a pu établir est la suivante :

$$M_{r^2}(\Delta\rho) = \begin{bmatrix} 1.00 & 0.92 & 0.59 & 0.50 & 0.25 & 0.11 & 0.14 & 0.11 \\ 0.92 & 1.00 & 0.77 & 0.69 & 0.40 & 0.23 & 0.23 & 0.24 \\ 0.59 & 0.77 & 1.00 & 0.96 & 0.75 & 0.47 & 0.51 & 0.40 \\ 0.50 & 0.69 & 0.96 & 1.00 & 0.83 & 0.57 & 0.60 & 0.38 \\ 0.25 & 0.40 & 0.75 & 0.83 & 1.00 & 0.77 & 0.76 & 0.47 \\ 0.11 & 0.23 & 0.47 & 0.57 & 0.77 & 1.00 & 0.91 & 0.66 \\ 0.14 & 0.23 & 0.51 & 0.60 & 0.76 & 0.91 & 1.00 & 0.77 \\ 0.11 & 0.24 & 0.40 & 0.38 & 0.47 & 0.66 & 0.77 & 1.00 \end{bmatrix} \quad (6-3)$$

On voit que les termes  $r_{\lambda_1, \lambda_2}^2$  sont beaucoup plus importants près de la diagonale, et diminuent au fur et à mesure qu'ils s'en éloignent, ce qui signifie que les erreurs sont bien corrélées entre deux canaux voisins, quels qu'ils soient. Ceci est a priori assez normal, car les corrections apportées aux données de niveau 1 présentent généralement une dépendance spectrale régulière.

Nous avons alors essayé de restreindre l'ensemble des données en se basant sur les flags MERIS comme critère de sélection, mais les matrices correspondantes qui ont pu être établies sont très similaires à la matrice (6-3), et ceci n'a pas permis d'avancer davantage dans l'analyse.

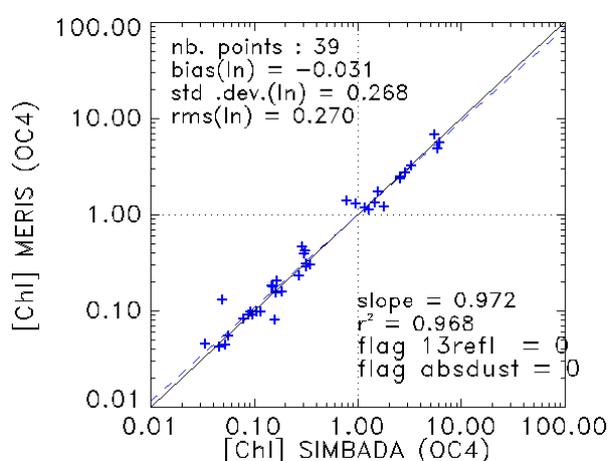
Enfin, pour compléter la validation des paramètres marins issus des mesures MERIS avec les données du réseau SIMBADA, nous avons comparé les estimations de la concentration en chlorophylle. Celle-ci n'étant pas un produit SIMBADA, nous l'avons calculée à partir des réflectances marines SIMBADA selon l'algorithme OC4-v4 développé par [O'Reilly et al., 2000] (cf. équation (4-18)). La figure 6-8 illustre le résultat de cette analyse (résultat relatif à l'ensemble des données, sauf les deux mesures douteuses).



**Figure 6-8.** Comparaison des concentrations en chlorophylle estimées à partir des mesures de réflectances marines SIMBADA (en abscisses) et MERIS (en ordonnées) auxquelles on a appliqué l'algorithme OC4-v4.

On voit que le biais (calculé à partir du logarithme népérien de la concentration) vaut environ 0.11, indiquant une faible sous-estimation de la part de MERIS, et que le RMS (également calculé à partir des logarithmes) vaut environ 0.61, indiquant que la précision de l'estimation de la concentration en chlorophylle vaut environ 60%<sup>1</sup>.

Nous avons alors réitéré cette étude sur plusieurs sous-ensembles de données, sélectionnés selon les flags MERIS. La figure 6-9 montre le résultat obtenu pour la meilleure comparaison, réalisée avec l'ensemble de données pour lesquelles les flags MERIS ABS\_DUST et 13\_refl sont baissés (environ la moitié des mesures ont été rejetées).



**Figure 6-9.** idem figure 6-8, mais pour l'ensemble de données pour lesquelles les flags MERIS ABS\_DUST et 13\_refl sont baissés.

Dans ce cas, le biais est très faible (-0.031), et le RMS vaut 27%, ce qui est très satisfaisant. Ce résultat est d'autant plus satisfaisant que l'ordre de grandeur des erreurs sur les réflectances marines entre 410 et 560 nm laissait envisager un désaccord plus marqué sur l'estimation des concentrations en chlorophylle. Il faut toutefois remarquer que le tri effectué entre les figures 6-9 et 6-10 a rejeté de l'étude les eaux les plus turbides, celles pour lesquelles les estimations de la concentration en chlorophylle sont les plus délicates (à cause de la sensibilité des corrections atmosphériques, ainsi que de l'absorption des substances non phytoplanctoniques), et pour lesquelles l'algorithme OC4v4 serait moins fiable.

<sup>1</sup> il s'agit de concentration synthétique ; il faut donc ajouter l'erreur due à la variabilité de l'algorithme biooptique.

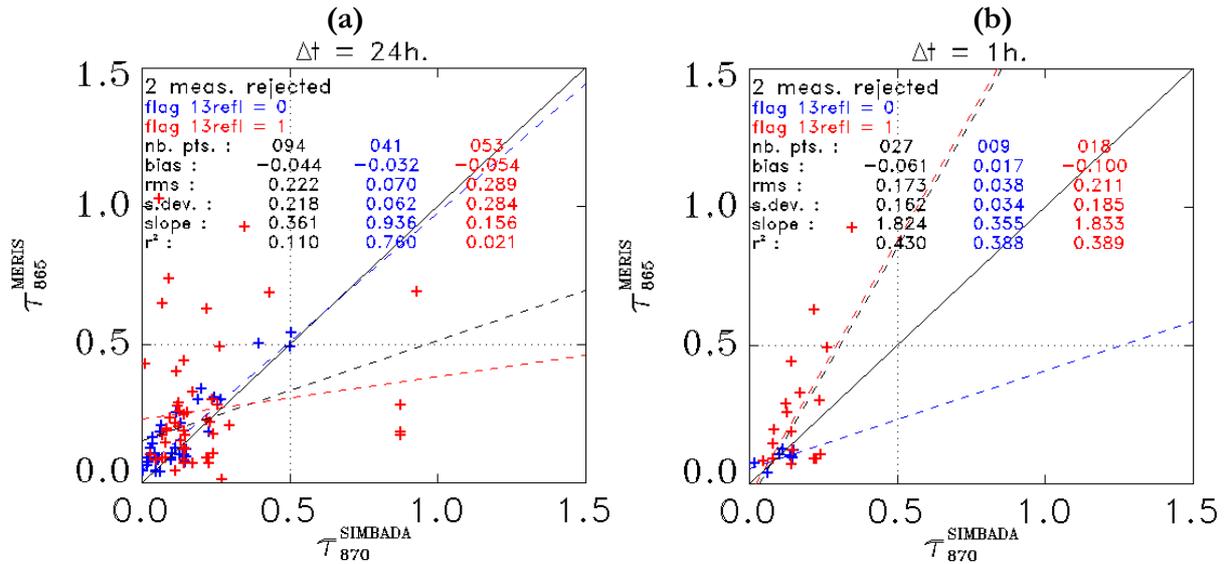
## 6.5 Validation des paramètres atmosphériques

Dans cette section, les épaisseurs optiques relatives aux deux mesures douteuses sont également exclues.

Les deux graphiques de la figure 6-10 présentent le résultat de la comparaison des épaisseurs optiques en aérosols des deux instruments. Sur chacun d'entre eux, l'épaisseur optique MERIS à 865 nm,  $\tau_{865}^{MERIS}$ , est reportée en ordonnées, l'épaisseur optique SIMBADA à 870 nm,  $\tau_{870}^{SIMBADA}$ , est reportée en abscisses, et les couleurs bleu et rouge distinguent les mesures pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl est baissé et levé (respectivement).

Sur le graphique (a) apparaissent toutes les mesures MERIS et SIMBADA entre lesquelles le laps de temps écoulé  $\Delta t$  ne dépasse pas 24 heures. On voit que, concernant l'ensemble des données représentées, la comparaison n'est pas très bonne : aucune corrélation n'apparaît (le coefficient de corrélation, en terme de  $r^2$ , vaut 11%), le RMS est très important, et vaut environ 0.22, et la pente de la régression linéaire vaut 0.36, ce qui est très loin de la pente unité. Par contre, si l'on ne considère que les données pour lesquelles le flag 13\_refl est baissé, la comparaison devient encourageante : le coefficient de corrélation vaut 76%, le RMS chute à 0.07 environ (alors que la valeur moyenne des données ne baisse pas trop), et la pente de la régression vaut 0.94.

Sur le graphique (b), seules les mesures correspondant à un intervalle de temps  $\Delta t$  d'une heure maximum sont reportées. A nouveau, les couleur bleu et rouge distinguent les points pour lesquels le flag 13\_refl est baissé et levé (respectivement). La comparaison de toutes les données est très légèrement meilleure, mais reste assez médiocre : le coefficient de corrélation vaut 43%, le RMS a baissé un peu et vaut 0.17 (ce qui reste très important), et la pente de la droite de régression vaut 1.82. Dans le cas de figure présent, il devient difficile de définir des sous-ensembles de données sur lesquels on peut calculer des statistiques significatives, dans la mesure où le nombre de données restantes est souvent faible. Par exemple, ici, si l'on ne considère que le sous-ensemble 13\_refl=0, il ne reste que 9 points, qui plus est tous concentrés dans le coin inférieur gauche du graphique.



**Figure 6-10.** (a) Comparaison des épaisseurs optiques en aérosols dérivées des mesures MERIS ( $\tau_{865}^{MERIS}$  à 865 nm) et SIMBADA ( $\tau_{870}^{SIMBADA}$  à 870 nm), pour lesquelles l'intervalle de temps  $\Delta t$  ne dépasse pas 24h. Les couleurs bleue et rouge distinguent les points pour lesquels le flag 13\_refl est baissé et levé respectivement. (b) idem (a), mais  $\Delta t$  ne dépasse pas 1h.

Nous avons essayé de définir d'autres sous-ensembles avec les flags MERIS ABS\_DUST, TURBID et MEDGLINT (seuls et en combinaison, en adoptant un  $\Delta t$  maximum de 24h) afin d'améliorer les statistiques, mais le meilleur critère reste le flag 13\_refl présenté sur la figure 6-10. Si dans certains cas le RMS semblait diminuer considérablement, la valeur moyenne des épaisseurs optiques diminuait de la même intensité, ce qui ne signifie pas pour autant que la comparaison s'améliorait.

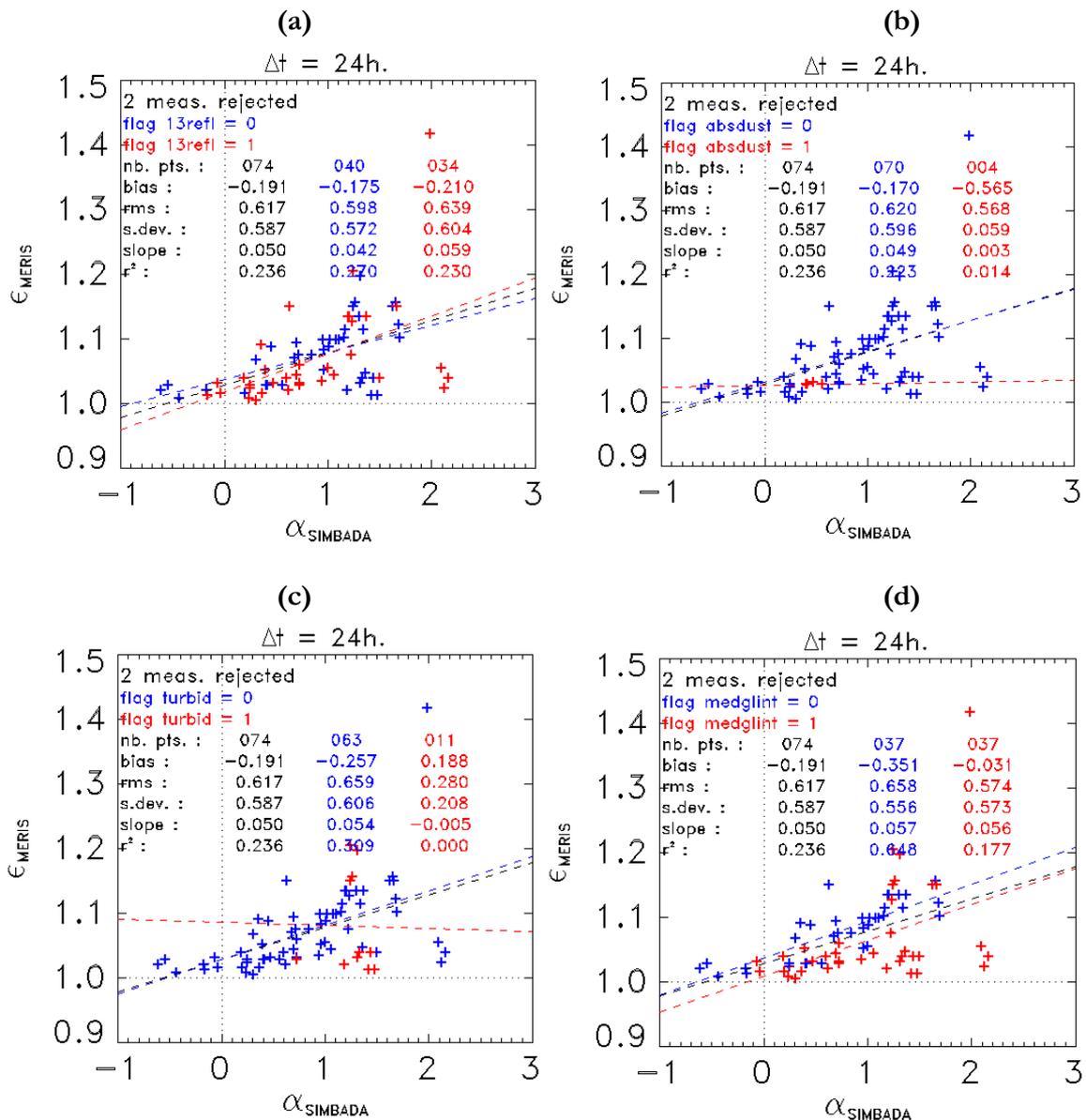
La figure 6-11 représente de manière similaire à la figure 6-10 la comparaison entre le facteur epsilon MERIS et le coefficient d'Angström SIMBADA, décrivant chacun le modèle d'aérosol par une dépendance spectrale. A nouveau, les couleurs bleue et rouge distinguent deux sous-ensemble de données, mais cette fois-ci, chaque graphique distingue des sous-ensemble différents. Nous avons adopté un intervalle de temps  $\Delta t$  de 24h, de manière à avoir plus de points de comparaison, dans la mesure où ça ne change pas les statistiques de manière convaincante (nous l'avons vérifié pour la comparaison des modèles d'aérosols également).

Le graphique (a) distingue les données pour lesquelles le flag 13\_refl est baissé (points bleus) ou levé (points rouges). Ce graphique montre que le flag 13\_refl ne change pas la comparaison du modèle d'aérosols, dans la mesure où le coefficient de corrélation vaut environ 25%, quelque soit le sous-ensemble de ce graphique.

Le graphique (b) distingue quant à lui les données pour lesquelles le flag ABSDUST est baissé (points bleus) ou levé (points rouges). On voit qu'il n'y a que quatre points pour lesquels le flag ABSDUST est levé, et la corrélation est donc à peu près la même que la corrélation qui existe entre toutes les mesures du graphique (a), soit environ 25%.

Le graphique (c), qui distingue les données avec le flag TURBID, est similaire au graphique (b), car seules onze mesures ont déclenché ce flag.

Par contre, sur le graphique (d), on voit que le flag MEDGLINT partage les données en deux sous-ensembles de mêmes tailles, et qu'il améliore d'un facteur 2 à 3 le coefficient de corrélation.



**Figure 6-11.** Comparaison entre le facteur epsilon MERIS,  $\epsilon_{MERIS}$  (calculé à partir des mesures MERIS à 778 et 865 nm) et le coefficient d'Angström SIMBADA,  $\alpha_{SIMBADA}$  (calculé à partir des mesures SIMBADA entre 443 et 750 nm). Les couleurs bleue et rouge permettent de distinguer les sous-ensembles définis avec les flag MERIS suivants : **(a)** 13\_refl **(b)** ABSDUST **(c)** TURBID **(d)** MEDGLINT.

Avec ce type de représentation, nous ne pouvons qualifier la comparaison qu'avec le coefficient de corrélation, car les facteurs epsilon et alpha ne sont pas directement comparables. Nous avons alors calculé un coefficient d'Angström MERIS à partir du facteur epsilon et en nous servant de l'équation (6-1), puis nous avons recommencé la comparaison de la figure 6-11. Cette analyse est présentée sur la figure 6-12, de la même manière que sur la figure 6-11.

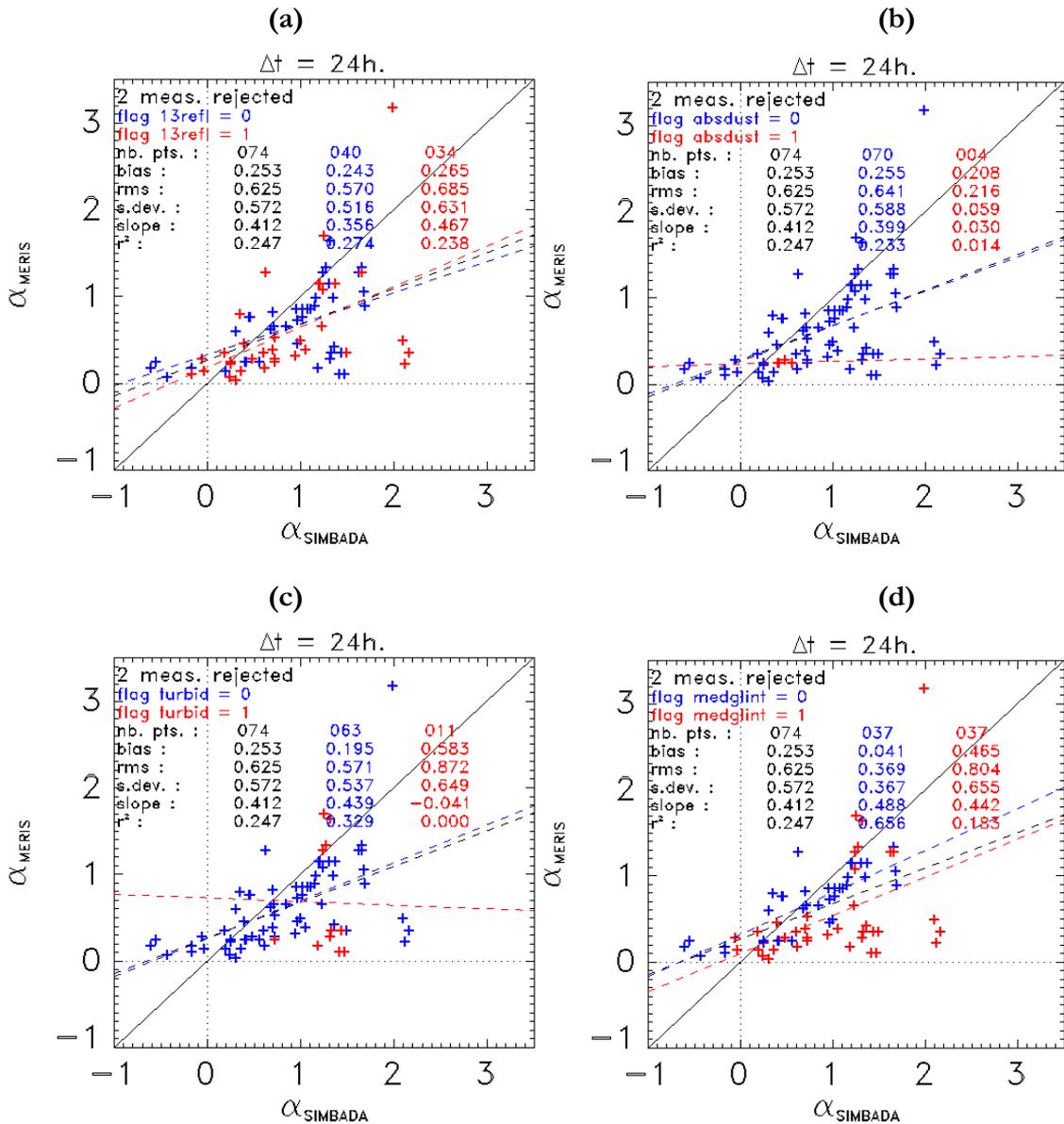


Figure 6-12. idem figure 6-11, sauf qu'il s'agit de la comparaison des coefficients d'Angström MERIS et SIMBADA.

On aboutit bien sûr à un résultat analogue, à savoir que la corrélation stagne à 25% dans tous les cas, sauf lorsque l'on applique le flag MEDGLINT, et dans ce cas la corrélation atteint 65%. Mais cette fois, nous avons pu estimer le RMS, qui vaut environ 0.60 dans la majorité des cas,

sauf lorsque l'on considère le sous-ensemble sélectionné avec le flag MEDGLINT, pour lequel le RMS vaut 0.37. Ceci reste toutefois très important.

## 6.6 Comparaison avec d'autres travaux de validation

Pour conclure ce chapitre, nous avons comparé le travail présenté précédemment avec quatre autres travaux de vérification d'observations spatiales de la couleur de l'océan :

- la validation des données du capteur SeaWiFS, réalisée avec les données issues du réseau SIMBAD, présenté au chapitre 3 et en annexe 2 de ce manuscrit ;
- la validation des données du capteur POLDER, réalisée avec le même réseau SIMBAD par [Fougnie, 1998] ;
- la validation des données du capteur POLDER-2, réalisée avec le réseau SIMBADA ;
- la validation des données des capteurs SeaWiFS et MODIS réunis (projet SSPO pour *SeaWiFS and SIMBIOS Project Office*), réalisée avec les données de la banque de données SeaBASS (cf. chapitre 5) [Werdell et al., 2003].

La validation du capteur POLDER-2 vient juste de débiter, et est encore en cours de réalisation. Ce ne sont donc que des résultats très préliminaires, sans analyse approfondie. La figure 6-13 montre l'ensemble des données simultanément acquises (environ une centaine) par POLDER-2 et SIMBADA, utilisées pour cette validation préliminaire. Ces mesures sont situées essentiellement dans l'Océan Atlantique Est, en Mer Méditerranée, en Mer du Nord, en Manche et en Mer Baltique. Le point bleu correspond à une mesure réalisée dans une zone hétérogène, au printemps 2003 (l'hétérogénéité a également été observée par MERIS), et les points verts correspondent à des mesures réalisées en zone hétérogène également, mais au-dessus d'eaux du cas II, sous un ciel très chargé en aérosols, pendant la canicule qui a sévi sur l'Europe durant l'été 2003.

Les trois graphiques de la figure 6-14 montrent le résultat de la comparaison des réflectances marines POLDER-2 (en ordonnées) et SIMBADA (en abscisses),  $\rho_w^-$ , exprimées en terme de rapports d'éclaircissements sous la surface.

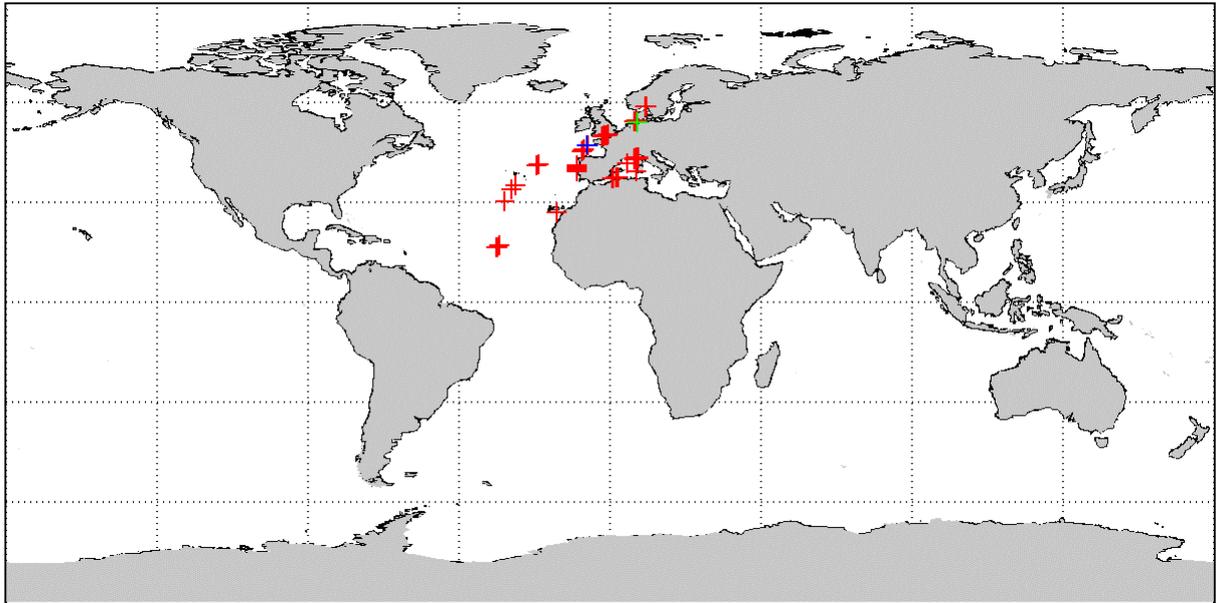


Figure 6-13. Localisation des mesures coïncidentes POLDER-2 et SIMBADA.

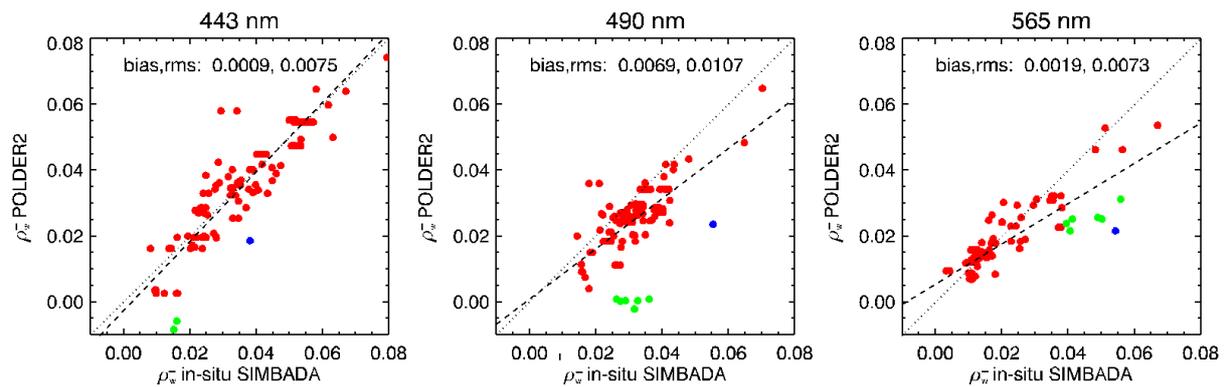
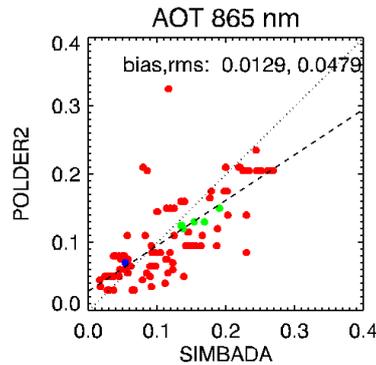


Figure 6-14. Comparaison des mesures POLDER-2 et SIMBADA à 443, 490 et 565/560 nm, exprimées en termes de rapports d'éclaircissements sous la surface.

On voit que l'accord entre les deux instruments est généralement satisfaisant. Le biais vaut 0.0009 à 443 nm, 0.0069 à 490 nm et 0.0019 à 560 nm, ce qui, exprimé sur les réflectances marines au-dessus de la surface, correspond environ à 0.0005, 0.0037 et 0.0010 respectivement. Le biais est donc très faible à 443 et 560 nm, et est toutefois assez important à 490 nm. Le RMS, exprimé sur les réflectances marines au-dessus de la surface, vaut environ 0.0040 à 443 nm, 0.0058 à 490 nm, et 0.0039 à 560 nm. Il faut noter que le travail d'étalonnage radiométrique en vol est également en cours de réalisation. On voit également que les mesures réalisées en zones hétérogènes, représentées par les points bleu et verts, s'écartent sensiblement des autres mesures, représentées en rouge, et dégradent inévitablement les statistiques.

La figure 6-15 montre le résultat de la comparaison des épaisseurs optiques en aérosols (POLDER-2 en ordonnées, SIMBADA en abscisses). Le biais entre les deux instruments est faible, et vaut environ 0.013. Le RMS est légèrement élevé, et vaut environ 0.05. Une étude approfondie est nécessaire pour pouvoir tirer d'autres conclusions.



**Figure 6-15.** Comparaison des épaisseurs optiques en aérosols mesurées à 865 nm par POLDER-2 et à 870 nm par SIMBADA.

Le tableau 6-2 résume les statistiques de tous les travaux de validation annoncés. Nous avons indiqué pour la vérification MERIS/SIMBADA les statistiques calculées sur l'ensemble des données, ainsi que les statistiques calculées sur le jeu de données triées (indiquées entre parenthèses), afin de pouvoir également comparer ce travail à la vérification POLDER-2/SIMBADA, réalisé pour l'instant uniquement sur l'ensemble des données, sans critère de qualité ni analyse détaillée.

On voit que les biais sur les réflectances marines sont similaires pour l'ensemble des travaux. En effet, pour chacun d'entre eux, le biais est faible (moins de 0.0010 en valeur absolue) dans un des 3 canaux présentés, et est légèrement plus élevé (environ 0.0020) dans les deux canaux restants. Les RMS sont à peu près identiques pour les comparaisons POLDER1/SIMBAD, POLDER2/SIMBADA, mais plus élevés pour la comparaison MERIS/SIMBADA (toutes les données), et sont légèrement plus élevé que le RMS de la comparaison SeaWiFS/SIMBAD. Pour la comparaison SSPO/SeaBASS, nous n'avons que le RMS du canal à 443 nm, qui se classe comme le RMS médian de l'ensemble des RMS à 443 nm.

En ce qui concerne les épaisseurs optiques, le biais le plus faible, valant 0.013, est observé pour la comparaison POLDER2/SIMBADA. Un peu plus élevé, le biais de la comparaison POLDER1/SIMBAD vaut 0.023, et enfin le biais de la comparaison MERIS/SIMBADA est le plus élevé, et vaut -0.044 (et vaut -0.0032 pour le jeu de données trié, ce qui reste élevé). Le RMS

de cette comparaison est également le plus élevé, et vaut 0.222 (0.070 pour le jeu de données triées).

Enfin, en ce qui concerne l'estimation des concentrations en chlorophylle, on voit que la comparaison MERIS/SIMBADA présente un RMS faible, valant 30 à 60% selon le jeu de données considéré. Les RMS des autres travaux ne sont malheureusement pas accessibles, sauf celui de la comparaison POLDER1/SIMBAD, qui vaut 45% et est donc similaire.

**Tableau 6-2.** Statistiques des différents travaux de vérifications d'observations spatiales.

	POLDER1/SIMBAD		SeaWiFS/SIMBAD		SSPO/SeaBASS		MERIS/SIMBADA		POLDER2/SIMBADA	
	biais	RMS	biais	RMS	biais	RMS	biais	RMS	biais	RMS
$\rho_{w,443}^+$	0.0022	0.0070	0.0018	0.0038	-	0.0042	0.0018 (0.0020)	0.0087 (0.0051)	0.0005	0.0040
$\rho_{w,490}^+$	0.0019	0.0043	-0.0003	0.0027	-	-	0.0027 (0.0027)	0.0055 (0.0046)	0.0037	0.0058
$\rho_{w,560}^+$	0.0004	0.0020	-0.0015	0.0023	-	-	0.0011 (0.0009)	0.038 (0.033)	0.0010	0.0039
$\tau_{870}$	0.023	-	-	-	-	0.038	-0.044 (-0.032)	0.222 (0.070)	0.013	0.045
[Chl]	-	45%	-	-	27.3%	-	11% (3%)	60% (30%)	-	-

Cette étude comparative montre bien le résultat que laissait entrevoir les sections 6.4 et 6.5, à savoir que la comparaison des paramètres atmosphériques MERIS/SIMBADA mène à des écarts importants entre les deux instruments, mais, toutefois, la comparaison des concentrations en chlorophylle est très satisfaisante, les deux instruments s'accordant à 30 ou 60% (selon les critères de qualité appliqués).

## 6.7 Conclusion

Depuis la première acquisition de l'instrument MERIS, le réseau de radiomètres SIMBADA a permis de collecter environ 1600 spectres d'épaisseurs optiques en aérosols et de réflectances marines. Parmi ces mesures SIMBADA, nous avons eu à notre disposition une centaine de mesures MERIS coïncidentes, réalisées dans des conditions très variées. Nous avons alors pu procéder à la validation des données MERIS de niveau 2.

L'idée générale qui ressort de la comparaison des réflectances marines est que le biais est assez faible en valeur absolue (dans le meilleur des cas, il est en dessous de 0.0025 dans le bleu, de 0.0011 à 560 nm, et en dessous de 0.0005 dans l'infrarouge), mais que le RMS est assez élevé.

Dans le meilleur des cas, ce dernier décroît progressivement de 0.006 à moins de 0.001 avec la longueur d'onde.

Dans la centaine de mesures coïncidentes, deux mesures ont été enregistrées dans des conditions particulièrement mauvaises, mais surtout, semblent très probablement perturbées par des cirrus. Elles n'ont toutefois pas été invalidées par la chaîne de traitement MERIS. En nettoyant le jeu de données une première fois en rejetant ces deux mesures, puis une deuxième fois en appliquant le flag MERIS 13\_refl, on voit que les statistiques s'améliorent notablement, et dans le meilleur cas, le RMS relatif sur les réflectances ne dépasse pas 25% aux longueurs d'onde utiles à la couleur de l'océan. Toutefois, l'application du flag 13\_refl semble invalider la moitié des pixels déclarés valides.

Nous avons tenté de deviner l'origine du désaccord entre les deux instruments sur les réflectances marines, mais sans résultat flagrant. Tout ce que l'on peut dire, c'est que dans le bleu, la contribution moléculaire semble moins bien prise en compte, et que dans l'infrarouge, c'est la contribution des aérosols qui l'est moins, ce qui paraît assez usuel.

Par contre, la comparaison des concentrations en chlorophylle synthétiques est assez satisfaisante. Sur l'ensemble des données (sauf les deux mesures douteuses), les deux instruments s'accordent à 60%. A nouveau, en nettoyant le jeu de données, on arrive dans le meilleur cas (avec les flags 13\_refl et ABSDUST) à un accord de 30%. Ceci est très satisfaisant, et correspond à la précision recherchée.

La comparaison des paramètres atmosphériques montre des écarts assez importants entre les deux instruments. Concernant la comparaison des épaisseurs optiques, le RMS minimum que l'on ait pu calculer, correspondant à un jeu de données sélectionnées avec le flag 13\_refl, est de 0.07, ce qui est environ cinq fois trop important par rapport à la précision recherchée [Gordon, 1997]. La comparaison des modèles d'aérosols n'est également pas très satisfaisante, dans la mesure où le RMS minimum que l'on ait pu calculer, correspondant à un jeu de données sélectionnées avec le flag MEDGLINT, est de 0.37.

Enfin, lorsque l'on compare les résultats de la validation de MERIS avec le radiomètre SIMBADA à d'autres travaux de validation d'observations spatiales de la couleur de l'océan, on observe un résultat confirmant les conclusions précédentes : la validation des paramètres atmosphériques et des réflectances marines est un peu moins bonne, mais par contre, la validation des concentrations en chlorophylle est un peu meilleure.



## CONCLUSION

L'océan joue un rôle majeur dans la plupart des processus physiques qui intéressent la communauté scientifique. Entre autre, la connaissance des constituants qu'il renferme près de sa surface est très convoitée, car elle constitue un paramètre d'entrée à de nombreuses modélisations (climatiques, biologiques, etc...). Analyser avec un capteur spatial le contenu de cette couche superficielle à partir du signal optique qu'elle ré-émet vers l'espace n'est certes pas évident, mais représente une approche quasi-idéale, dans la mesure où la quasi-totalité de la surface terrestre peut être étudiée en quelques jours.

Dans ce rapport, nous avons mis en évidence la principale difficulté de ce type d'analyse, à savoir que la couche atmosphérique située entre la surface et le capteur spatial va brouiller l'information contenue dans le signal optique ré-émis par l'eau de mer, par diffusion avec les molécules et aérosols qu'elle contient. Nous avons alors introduit une activité appelée correction atmosphérique des observations spatiales de la couleur de l'océan, ayant pour but de caractériser la couche atmosphérique afin de pouvoir en quantifier la contribution. Ce n'est pas une tâche facile, cette perturbation étant environ dix fois plus intense que la contribution marine.

Afin d'estimer les performances de ces corrections atmosphériques, des comparaisons sont réalisées entre d'une part les mesures spatiales et d'autre part des mesures comparables, coïncidentes en espace et en temps, réalisées spontanément au bas de l'atmosphère, dans des situations aussi variées que possible (mesures in situ). Ce travail porte le nom de vérification (ou validation) des observations spatiales de la couleur de l'océan. Nous avons alors présenté les différentes techniques de mesure in situ de la couleur de l'océan, notamment des techniques réalisant les mesures sous la surface, puis des techniques les réalisant au-dessus, mais sans recours à la polarisation, et enfin des techniques réalisant les mesures au-dessus de la surface et en polarisation. Ces dernières présentent l'avantage des mesures réalisées au-dessus de la surface sans polarisation (coût relativement faible et logistique assez légère), mais n'en présentent pas l'inconvénient principal, qui est la réflexion parasite de la luminance du ciel sur l'interface air/mer. En effet, une mesure en polarisation dans une géométrie de visée adaptée (un azimut relatif entre les directions solaire et de visée de  $\pm 135^\circ$ , et un angle d'observation compris entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ ) permet de réduire considérablement cette réflexion du ciel. Nous avons alors illustré nos propos par le travail de vérification des données de niveau L3b DAILY du capteur spatial SeaWiFS avec les données issues du réseau de radiomètres optiques de terrain SIMBAD, conçus et réalisés au laboratoire [Deschamps et al., 2004].

Ce radiomètre optique enregistre un signal optique dans 5 canaux (de 410 à 870 nm), et présente deux caractéristiques originales : la première vient d'être énoncée (la réduction du ciel réfléchi par polarisation), et la deuxième réside dans le fait que, grâce à deux gains électroniques, ce radiomètre peut effectuer quasi-simultanément une mesure des paramètres atmosphériques et marins indispensables à la vérification des observations spatiales. Dans le but de valider les capteurs spatiaux récemment lancés, une version améliorée de cet instrument, appelée SIMBADA, a été développée. Ce radiomètre est similaire au SIMBAD, mais enregistre le signal dans 11 canaux, allant de 350 à 870 nm, et couvrant ainsi la plupart des canaux des capteurs spatiaux.

Nous avons alors présenté de manière détaillée ce radiomètre optique et sa mise en réseau. Le principe des mesures qu'il réalise est le suivant : une visée solaire permet de mesurer l'épaisseur optique atmosphérique totale, puis d'en estimer l'épaisseur optique en aérosols, à partir de laquelle on calcule le modèle d'aérosols, ainsi que l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface. Cet éclairement normalisera ensuite la luminance marine mesurée lors d'une visée marine, afin de l'exprimer en termes de réflectances marines juste au-dessus de la surface.

Nous avons présenté les améliorations apportées au traitement des données (traitement repris du réseau SIMBAD), notamment concernant

- la détermination du modèle d'aérosols à partir de la variation spectrale de l'épaisseur optique en aérosols (étude empirique) ;
- l'adaptabilité à tous types d'eaux d'une correction des réflectances marines par le signal mesuré dans infrarouge ;
- l'effort soutenu sur la détermination des coefficients d'étalonnage (estimation du vieillissement des filtres et détecteurs, et utilisation combinée des deux gains et de leurs méthodes d'étalonnages respectives pour affiner l'estimation des coefficients d'étalonnage).

Ce radiomètre a été déployé en réseau d'observation (constitué d'environ 20 instruments) pour une couverture océanique maximale. En 3 ans, environ 3200 spectres d'épaisseurs optiques en aérosols et environ 2300 spectres de réflectances marines ont pu être collectés dans des endroits et conditions très variées. La base de données ainsi réalisée est donc un outil particulièrement bien adapté à la validation des observations spatiales de la couleur de l'océan.

Nous avons eu l'occasion de comparer les mesures réalisées par le SIMBADA à des mesures réalisées avec d'autres instruments de terrain, reconnus de la communauté scientifique. Cela nous

a permis de valider le SIMBADA en estimant à partir de ces comparaisons la précision avec laquelle il mesure les paramètres recherchés.

Une première comparaison, menée à partir de mesures atmosphériques et marines simultanément acquises par le SIMBADA et par un radiomètre SPMR/SMSR lors de campagnes appelées BOUSSOLE (site DYFAMED, Mer Méditerranée) a permis de conclure que le SIMBADA mesure la réflectance marine dans les eaux du cas I avec environ la précision recherchée, i.e.,  $\pm 0.0010$  dans le bleu et  $\pm 0.0004$  dans le vert. Cette étude a d'ailleurs permis de mettre en évidence qu'une partie du faible écart observé entre les estimations de l'éclairement descendant vient du fait que les deux instruments ne se raccrochent pas au même type d'étalon lors de leurs étalonnages.

Une deuxième comparaison, menée à partir des mesures atmosphériques réalisées simultanément par le SIMBADA et par un photomètre solaire MicroTops lors d'une campagne de caractérisation des aérosols au large de l'Asie a montré que les deux instruments s'accordent très bien. L'erreur quadratique des deux instruments sur la mesure de l'épaisseur optique en aérosols étant de 0.028, on voit que le SIMBADA mesure cette épaisseur optique avec la précision souhaitée (0.01 à 0.02). D'autre part, cette étude nous a montré la sensibilité de la détermination du modèle d'aérosols aux faibles épaisseurs optiques.

Une troisième et dernière comparaison a été réalisée à partir de mesures d'éclairements descendants et de réflectances marines simultanément acquises par le SIMBADA et par un système de spectroradiomètres TriOS au-dessus d'eaux côtières très turbides (d'où l'intérêt particulier de cette comparaison) au large des côtes belges et anglaises. Cette étude a permis de montrer que les deux instruments s'accordent à 2-3% sur l'estimation de l'éclairement descendant aux faibles angles zénithaux solaires, et que le désaccord peut atteindre 8 à 10% pour les plus grands angles. Concernant la comparaison des estimations de réflectance marine, cette étude a montré que les deux instruments s'accordent à 10-15% dans le bleu et le vert, à 30-70% dans l'infrarouge, ce qui est satisfaisant.

Enfin, nous avons effectué le travail de validation des mesures de la couleur de l'océan réalisées par le capteur spatial MERIS avec la base de données issue du réseau SIMBADA. Il ressort de cette étude que la comparaison des paramètres atmosphériques n'est pas très satisfaisante, surtout concernant la détermination du modèle d'aérosols. Concernant l'estimation des paramètres marins, il ressort de cette étude que le biais observé entre les deux instruments est relativement faible, mais que le RMS est assez élevé. Par contre, la comparaison des estimations de la concentration en chlorophylle indique un accord de 60% (30% si le flag MERIS 13\_refl est

appliqué, ce qui invalide toutefois environ la moitié des pixels) entre les deux instruments pour les eaux du cas I, ce qui est très satisfaisant. Remarquons que, généralement, des tris sur les données, réalisés à partir des flags MERIS (surtout 13\_refl, MEDGLINT et ABSDUST), permettent d'obtenir des statistiques sensiblement meilleures.

Ce travail a été financé en partie par le Centre National d'Etudes Spatiales, et par l'Agence Spatial Européenne. Ce financement impliquait la réalisation de tâches techniques, telle que l'entretien des SIMBADA, l'assemblage et la première mise en service d'une partie d'entre eux (8), leurs étalonnages, la logistique inhérente aux envois et réceptions, ainsi que la distribution des données aux utilisateurs (au moyen de pages web notamment). Privilégiant le côté technique et manipulateur, je suis très heureux d'avoir également accompli ce type de travail. Je remercie le CNES et l'ESA de m'avoir fait confiance pour le mener à bien.

## **ANNEXE 1. PRECISIONS TECHNIQUES ET MANIPULATOIRES**

## 1. Agencement des données dans un fichier de données

La figure a1-1 donne un exemple du contenu de chaque type de fichier enregistré avec le SIMBADA. Pour tous les fichiers, le type de données contenues sur une ligne est indiqué par sa première lettre.

D'autre part, le nom du fichier indique également le type de données qu'il contient. Le format d'un nom de fichier est **jjjsssss.aat**, où **jjj** indique le jour julien correspondant à la mesure, **sssss** l'heure TU en secondes, **aa** l'année, et **t** le type de fichier (0 pour un fichier DARK, 1 pour un fichier SUN, et 2 pour un fichier SEA).

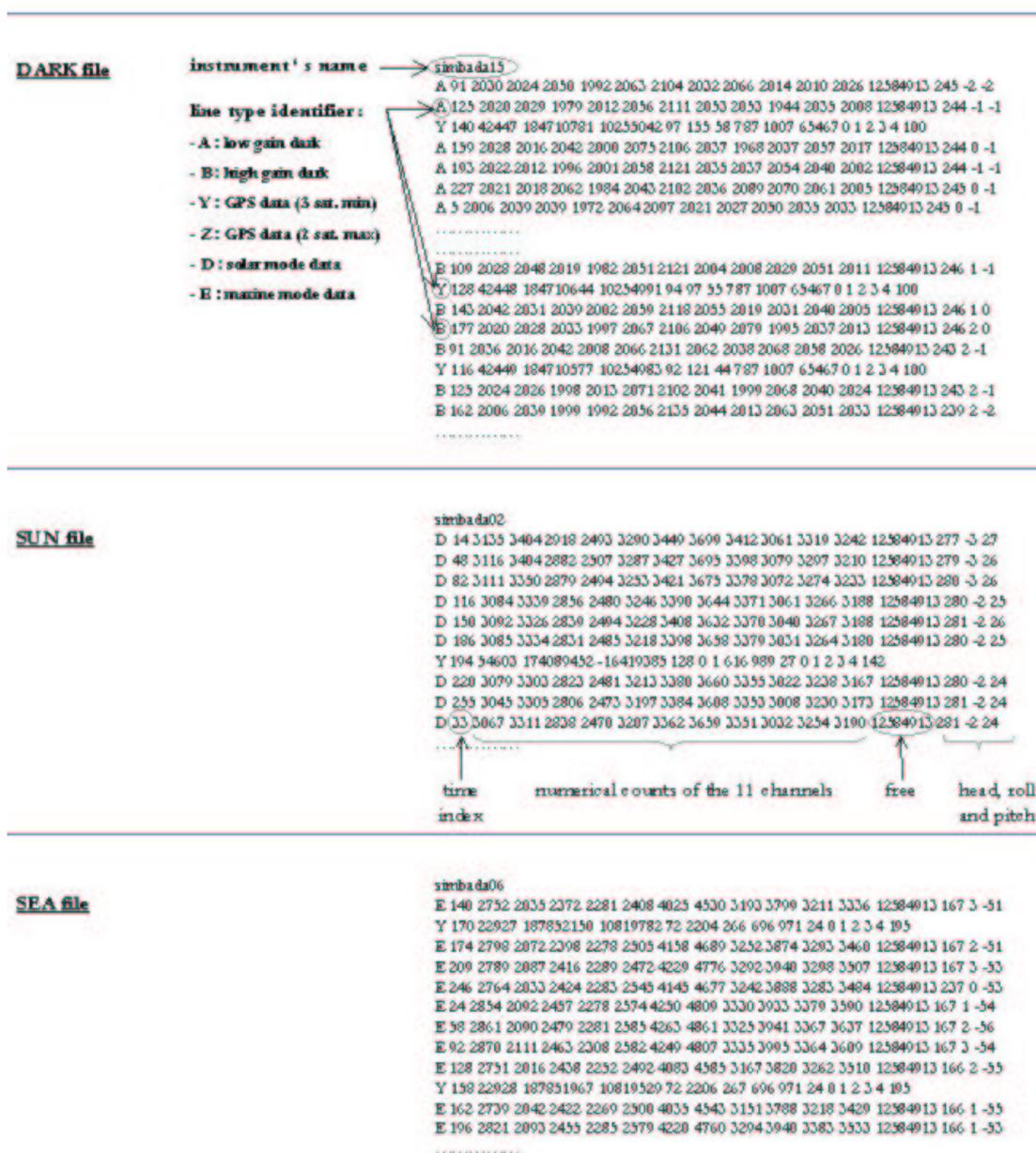


Figure a1-1. Agencement des données dans un fichier de mesure.

## 2. Protocole de mesures

Cette section s'attarde à donner les détails relatifs au protocole d'enregistrement de chaque type de fichier.

Pour commencer, l'enregistrement des fichiers DARK se fait de manière simple : il faut placer l'instrument à l'ombre, refermer le capot, sélectionner le mode DARK avec le bouton poussoir de sélection du menu (bouton poussoir numéroté 2 sur la figure 2-1), puis commencer l'enregistrement avec le bouton poussoir de validation (bouton poussoir numéroté 3 sur la même figure). La figure a1-2 illustre un tel enregistrement.



**Figure a1-2.** Enregistrement d'un fichier DARK.

Concernant les mesures solaires, il faut aligner l'axe optique de l'instrument avec la direction solaire. Pour cela, un trou en façade de l'instrument (que l'on peut voir sur la figure 2-2, entre les canaux 490, 620 et 670 nm) laisse pénétrer les rayons dans un cylindre creux (dont la paroi intérieure est noircie) qui se finit par une pièce en plexiglas présentant un dioptre dépoli incliné à 45°, et sur lequel est gravé une croix dont le centre est aligné avec l'axe optique de l'instrument (cette croix sert donc de réticule). Cette pièce, appelée "light pipe", est schématisée avec le cylindre creux sur la figure a1-4. Ainsi, un rayon incident dans l'axe optique de l'instrument est renvoyé vers le hublot numéroté 5 sur la figure 2-1. Pour enregistrer un fichier SUN, il faut donc garder l'image de la tâche solaire dans le réticule du hublot (cf. figure a1-3), sélectionner le mode SUN et valider le début de l'enregistrement.



Figure a1-3. Image de la tâche solaire dans le hublot du SIMBADA pendant l'enregistrement d'un fichier SUN.

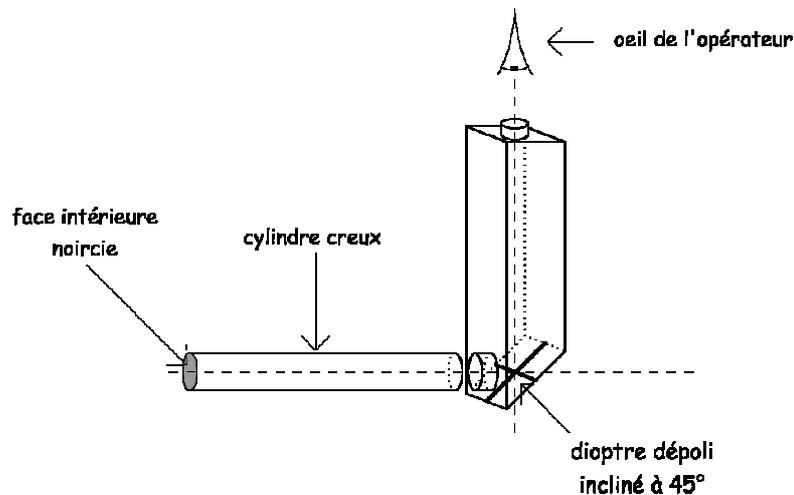


Figure a1-4. Schéma du système optique (cylindre creux et "light pipe" présentant un dioptre dépoli incliné à 45°) permettant de viser directement le Soleil.

Remarque : les façades externes du light pipe ont toutes été peintes en noir, car des photons parasites entraient par le hublot de la face supérieure du radiomètre, pénétraient le light pipe, en ressortaient et atteignaient l'arrière des détecteurs, situés non loin de là. Aussi étrange que cela puisse paraître, ceci pouvait entacher d'erreur les mesures ; on a noté jusqu'à 400 comptes numériques (CN) sur un signal d'obscurité d'environ 2000 CN pour un hublot placé orthogonalement au Soleil par ciel très clair. C'est pour cette raison que l'opérateur masque le hublot avec son pouce sur la figure a1-2 lors de l'enregistrement d'un fichier DARK. A l'époque de cette photo, les light pipe n'étaient pas encore peints en noir.

Enfin, pour l'enregistrement d'un fichier SEA, il faut respecter trois géométries de visée particulières :

- un azimuth relatif entre la direction du plan de visée et la direction du plan solaire de  $\pm 135^\circ$ , afin de se positionner en dehors de la zone de glitter (cf. figure a1-5) ;
- un balayage de l'angle de visée compris entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$ , en insistant aux alentours de  $45^\circ$ - $50^\circ$ . En effet, puisque l'on cherche à annuler la composante orthogonale du ciel réfléchi

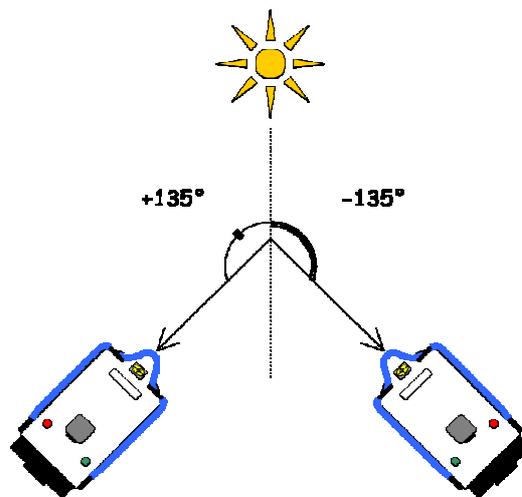
sur le dioptre, il faut se placer à l'angle d'incidence de Brewster,  $i_B$ . Pour une mer d'huile, cet angle est défini avec les indices de réfraction de l'eau,  $n_w$ , et de l'air,  $n_{atm}$ , par la relation

$$i_B = \arctan\left(\frac{n_w}{n_{atm}}\right) \quad (a1-1)$$

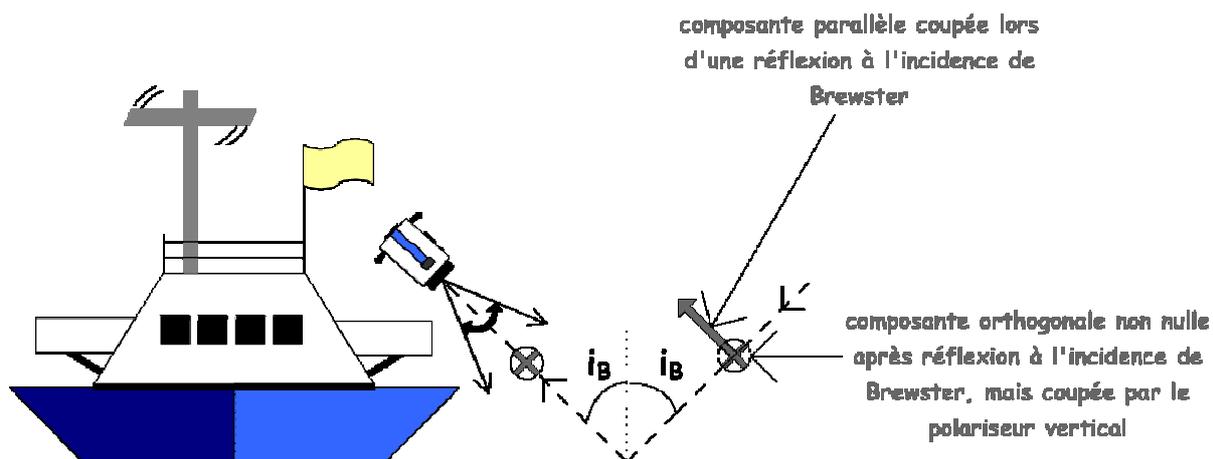
et vaut environ  $53^\circ$ . Mais sa valeur varie légèrement avec l'état de la mer, donc avec la vitesse du vent, et peut valoir par exemple  $45^\circ$ . C'est pourquoi l'enregistrement d'un fichier SEA se fait en balayant l'angle de visée, afin de déterminer le signal minimum, correspondant à une visée à l'angle de Brewster [Fougnie, 1998 ; Cox et Munck, 1954] (cf. figure a1-6) ;

- un angle de roulis de l'instrument aussi nul que possible, afin de positionner l'axe du polariseur du SIMBADA aussi horizontal que possible, et ainsi couper au mieux la composante parallèle du ciel réfléchi.

Il est bien sûr nécessaire de viser hors de l'écume et hors de l'ombre du bateau



**Figure a1-5.** Vue de dessus représentant l'azimut relatif entre les directions solaires et de visée égal à  $\pm 135^\circ$ , afin d'éviter la zone de glitter.



**Figure a1-6.** Réduction du ciel réfléchi par polarisation : la composante orthogonale, non entièrement atténuée après la réflexion sur la surface, est coupée par le polariseur vertical de l'instrument (non représenté sur la figure). La composante parallèle est fortement atténuée lorsque l'angle d'incidence est l'angle de Brewster.

### 3. Organigramme de l'algorithme de traitement des données SIMBADA

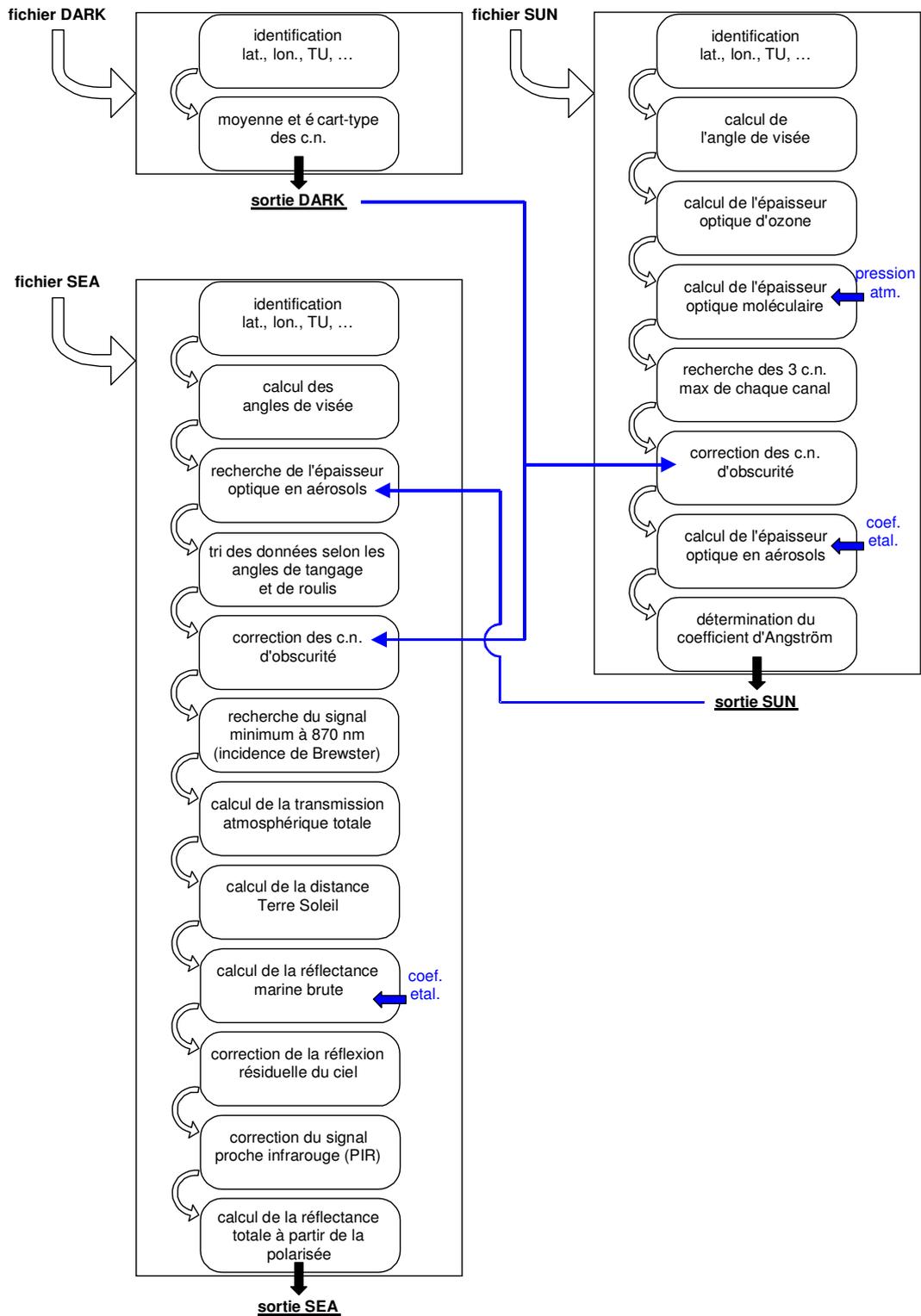
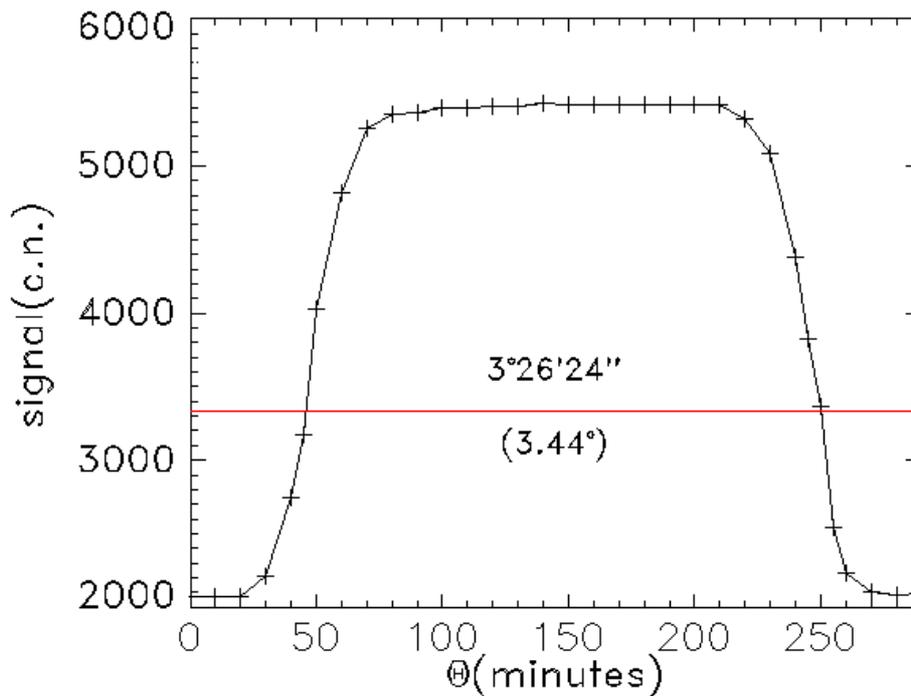


Figure a1-7. Organigramme représentant l'algorithme complet de traitement des données SIMBADA.

#### 4. Détermination de l'ouverture angulaire du radiomètre

Nous avons tenté d'estimer par une mesure l'ouverture angulaire du SIMBADA#08. Pour cela, nous avons obstrué l'orifice de sortie d'une sphère intégratrice avec un diaphragme de diamètre 26mm, puis nous avons placé le SIMBADA à une distance de 6 mètres sur une table orientable munie d'une échelle Vernier. A cette distance, la résolution avec laquelle le radiomètre voit la cible est meilleure que 10 minutes d'angle. Nous avons alors enregistré le signal (en mode gain fort et dans un canal où le signal est maximum) en désaxant le radiomètre par pas de 10 minutes d'angle, puis nous avons reporté les valeurs obtenues (en comptes numériques) sur le graphe de la figure a1-8. En prenant la largeur à une hauteur de  $1/e$ , nous avons alors estimé l'ouverture angulaire du SIMBADA#08 à  $3.44^\circ$ , soit  $3^\circ 26' 24''$ .



**Figure a1-8.** Signal enregistré par le SIMBADA#08 lorsqu'il est placé à 6 m d'une sphère intégratrice obstruée par un diaphragme de 26 mm et qu'il est incliné par rapport à celle-ci par pas de 10 minutes d'angle.

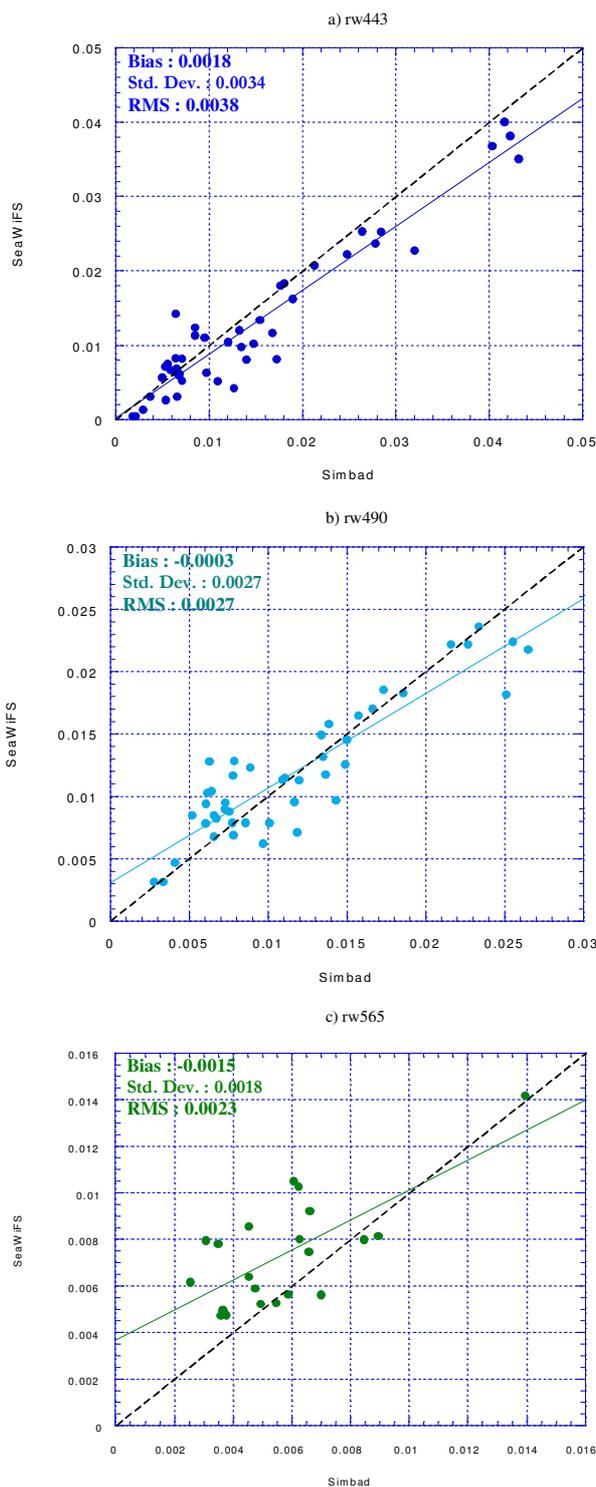
**ANNEXE 2. VERIFICATION DES OBSERVATIONS SPATIALES (NIVEAU L3B-DAILY) DU CAPTEUR SPATIAL SEAWIFS/ORBVIEW-2 AVEC LE RESEAU DE RADIOMETRES OPTIQUES SIMBAD**

Les radiomètres optiques SIMBAD [Deschamps et al., 2004], version préliminaire des radiomètres optiques SIMBADA, enregistrent un signal optique dans cinq canaux (443, 490, 565, 670 et 870 nm) et selon deux gains électroniques. Cette dualité permet une mesure quasi simultanée des paramètres atmosphériques (épaisseur optique en aérosols et modèle d'aérosols) et marins (réflectance marine). Durant trois ans et demi (de septembre 1997 à avril 2001), un réseau de cinq radiomètres SIMBAD a permis de collecter un peu moins de mille spectres de réflectances marines dans des conditions géophysiques et atmosphériques très variées (cf. figure a2-1).



**Figure a2-1.** Localisation des mesures SIMBAD acquises entre septembre 1997 et avril 2001.

Le résultat de la comparaison entre les mesures réalisées par le capteur spatial SeaWiFS/OrbView-2 et les mesures SIMBAD est illustré sur la figure a2-2. Sur les premier, deuxième et troisième graphiques de cette figure, les réflectances marines SeaWiFS L3b-DAILY sont reportées en fonction des réflectances marines SIMBAD à 443, 490 et 565 nm respectivement. Les biais, écart type et RMS pour chaque canal sont indiqués sur chaque graphique. Le biais est assez important à 443 et à 565 nm, mais est assez faible à 490 nm. En supposant que la valeur mesurée par le réseau SIMBAD est la vraie valeur, SeaWiFS surestime la réflectance marine de 0.0018 à 443 nm, mais la sous-estime de 0.0003 et 0.0015 à 490 et 565 nm respectivement. Les écarts type après régression sont assez importants dans tous les canaux, de 0.0018 à 565 nm jusqu'à 0.0034 à 443 nm.



**Figure a2-2.** Comparaison entre les réflectances marines SIMBAD et SeaWiFS L3b-DAILY. Le premier graphique correspond au canal à 443 nm, le deuxième au canal à 490 nm, et le troisième au canal à 565 nm.

Dans l'ensemble, la comparaison est assez bonne, et s'accorde avec les résultats issus de la validation du capteur spatial POLDER-1/ADEOS avec le même réseau SIMBAD [Fougnie, 1998]. Le tableau a2-1 résume les statistiques relatives à ces deux comparaisons. Les biais sont du

même ordre de grandeur, quoique toujours positifs dans le cas de la validation de POLDER-1. Les RMS sont également du même ordre de grandeur, quoique légèrement meilleurs à 443 et 490 nm dans le cas de la validation de SeaWiFS.

**Tableau a2-1.** Résumé des statistiques issues des validations SeaWiFS/SIMBAD et POLDER-1/SIMBAD.

$\lambda$	SeaWiFS/SIMBAD		POLDER-1/SIMBAD	
	biais	rms	biais	rms
443 nm	0,0018	0,0038	0,0022	0,0070
490 nm	-0,0003	0,0027	0,0019	0,0043
565 nm	-0,0015	0,0023	0,0004	0,0020

**ANNEXE 3. MERIS IN-FLIGHT VICARIOUS RADIOMETRIC CALIBRATION  
USING SIMBADA IN-SITU RADIOMETRIC MEASUREMENTS**

## MERIS In-FLIGHT VICARIOUS RADIOMETRIC CALIBRATION USING SIMBADA IN-SITU RADIOMETRIC MEASUREMENTS

Jean-Marc Nicolas, Pierre-Yves Deschamps, Guislain Bécu

*Laboratoire d'Optique Atmosphérique, UMR CNRS 8518, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq, FRANCE*

[nicolas@loa.univ-lille1.fr](mailto:nicolas@loa.univ-lille1.fr)

[pyd@loa.univ-lille1.fr](mailto:pyd@loa.univ-lille1.fr)

[becug@loa.univ-lille1.fr](mailto:becug@loa.univ-lille1.fr)

### ABSTRACT/RESUME

The in-flight radiometric calibration of the MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) radiometer has been checked using a vicarious approach. Under cloud-free conditions and in the open ocean, in-situ measurements of marine reflectance and aerosol optical thickness by the SIMBADA radiometer have been used as input data into a Radiative Transfer Equation (RTE) code to simulate the Top Of the Atmosphere (TOA) radiance. That radiance has then been compared to the one measured by MERIS and a calibration correction factor has been derived.

The method has been applied to the MERIS data made available to us by the end of September 2003 and preliminary results based on 23 match-ups are presented in this study. They show excellent agreement with standard in-flight calibration. However, more match-ups are needed in order to confirm those preliminary results and to analyse differences between the five cameras or the time degradation of the sensors.

### 1. CALIBRATION METHOD

The method has been detailed in [1]. It differs from other methods like the one applied to SeaWiFS [2] in the way that it does not rely on any hypothesis on atmosphere characteristics or on the atmospheric correction scheme applied for level 2 computation. Each band is calibrated independently from the other ones. A rapid description of the method is detailed below.

#### 1.1 Concept

Let's define the normalised radiance that will be used to compare TOA measurements and simulation :

$$R(\lambda) = \frac{\pi \cdot L(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (1)$$

Where  $F_0$  is the extraterrestrial solar irradiance corrected from the sun-earth distance and  $L$  design the radiance. For MERIS measurements, the normalisation is straightforward, using  $F_0$  available in the L1b product. Smile correction is assumed to be perfect (no additional correction for that artefact has been implemented here)

The input data necessary for the radiative transfer computation of the TOA radiance include the lower boundary limits (marine reflectance, sea-surface roughness) and the atmosphere characteristics (aerosol model and optical thickness, ozone content, sea-surface pressure). The aerosol model is selected using the SIMBADA measured Angstrom coefficient, from the Shettle and Fenn aerosol models [3] which are fairly realistic and are based on a mixing of aerosol components variable with the effect of atmospheric relative humidity. Sea foam and/or subpixel cloud reflectance is derived from the 865 nm channel, assuming that the marine reflectance is negligible at this wavelength. The discussion on the impact of aerosol model on the precision of the simulated signal is beyond the scope of that paper. It should also be remembered that we consider here that the aerosol layer is confined in the lower atmosphere.

Figure 1. shows the method concept and the source of the input data, whether from the SIMBADA radiometer or from exogen data available in MERIS L1b product. The RTE code used here is a Successive Order of Scattering code that one

includes polarisation and sea-surface roughness effects [4]. It has been recently industrialised and documented under CNES contract in order to increase its reliability, its versatility and its common use by different investigators of a project.

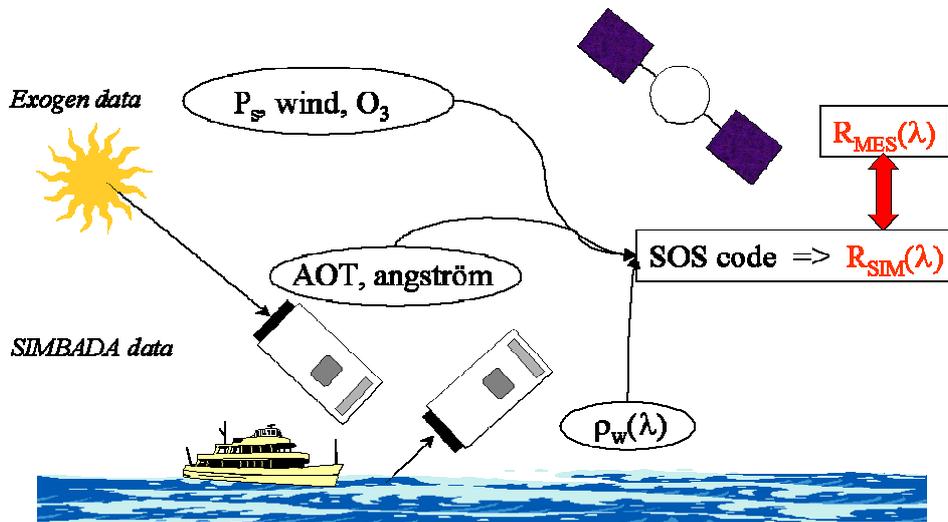


Fig. 1. Calibration method : SIMBADA measurements provide aerosol optical characteristics or marine reflectance whether it aims at the sun or at the sea. Those in-situ data, together with exogen data available in MERIS L1b product, are used as input data to a RTE code and the computed simulated TOA normalised radiance can then be compared to the measured one.

### 1.2 SIMBADA radiometer

The SIMBADA radiometer has been designed and developed at the Laboratoire d'Optique Atmosphérique for the validation of ocean color observations from space. It measures aerosol optical characteristics when aiming at the sun and marine reflectance when aiming at the sea. Sun and sea measurements are made within few minutes. Those measurements are available in 11 bands, including most of MERIS bands (412, 490, 510, 560, 620, 665, 865 nm). All informations relative to the SIMBADA are available at the following web page : <http://www-loa.univ-lille1.fr/simbada>.

### 1.3 Error budget

The main contribution to the TOA radiance are from molecular scattering, aerosol scattering and marine reflectance (scattering by sea-water). Sun-glint contaminated pixels are discarded. The relative contribution of each term (Fig. 2) is spectrally dependant: molecular scattering and marine reflectance are more important at the shorter and aerosol scattering is increasingly important at longer wavelengths in the red and Near InfraRed (NIR). The errors affecting each contribution is evaluated below. The errors of the method for each band could then be deduced.

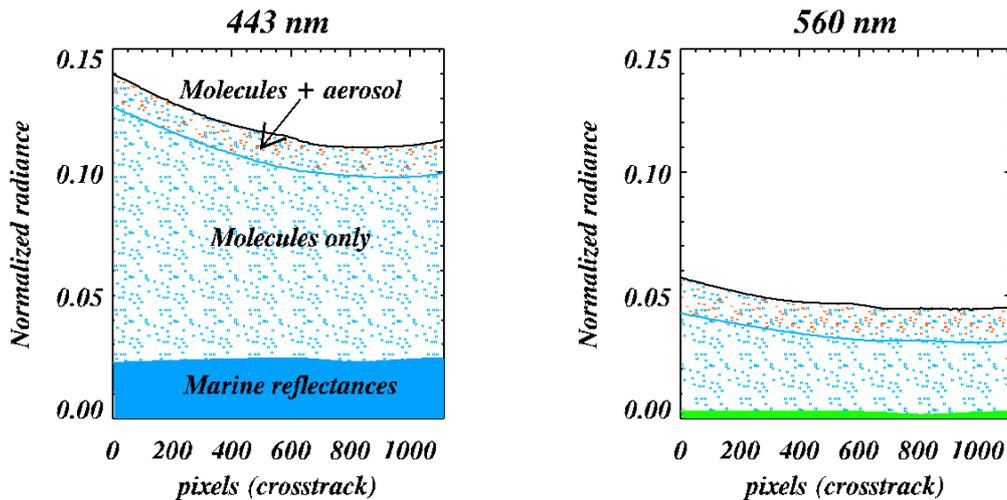


Fig 2. Contribution of aerosol scattering (including coupling terms with molecules), molecular scattering and marine reflectance simulated for two MERIS bands over case I waters (30°N, march, maritime aerosol model, aerosol optical thickness : 0.2, chlorophyll concentration : 0.03 mg/m<sup>3</sup>)

When computing molecular scattering term one have to deal with two uncertainties :

1- one from the molecular optical thickness, which slightly depends on the depolarisation factor, atmospheric profile, water vapour content or spectral shape of each band [5]. It leads to a relative error of 0.5 % on molecular scattering term.

2- another one from error affecting sea-surface pressure : the molecular optical thickness used in the simulation is computed for a standard pressure (1013.0 hPa) but it is directly affected by sea-surface pressure variations. The adjustment is made using meteorological information available in L1b MERIS data. A pressure given with an absolute precision of 1 hPa leads to an error of 0.2 % on the molecular scattering term.

The precision on the aerosol scattering term highly relies on the precision of the measurements of the aerosol optical characteristic. SIMBADA radiometer gives an absolute precision of 0.01 on the aerosol optical thickness and of 0.1 on angstrom coefficient. Considering the calibration selection criteria defined above (situations with high charge in aerosol are discarded) that leads to a maximal relative error of 10 % on the aerosol scattering term.

The relative precision on the marine reflectance is about 5 %, this includes calibration accuracy, bidirectional effects, .... We put a threshold on the sun-glint term in order to reduce error from that term.

Lastly, uncertainties on ozone amount (exogen data) lead to a maximal relative error of 0.30 % affecting the TOA signal in contaminated bands (typically from 500 to 700 nm)

All these uncertainties lead to a maximal error that runs from 1.5 % for 412 nm to 5 % for 665 nm.

## 2. MATCH-UPS DATASET

1200 SIMBADA in-situ measurements are available all over the world during MERIS acquisition (from April, 30, 2002 to March 30, 2004). About 800 of those measurements have been seen by MERIS (information from the orbitographic software ESOV). If we discard multiple measurements on the same day at motionless station, keeping only the nearest in time to MERIS overpass, we still have 350 measurements. We have received MERIS data for 190 of these 350 measurements. When multiple measurements are available at the same location for the same day, only the one nearest in time to MERIS overpass is selected. After discarding cloudy or sun-glint contaminated, coastal and Case 2 waters, large aerosol loading situations (AOT > 0.15 at 865 nm), 23 independent pixels (match-ups) from 14 MERIS scenes have been selected for vicarious calibration purposes.

Fig. 3 and 4 show localisation and images of those scenes.

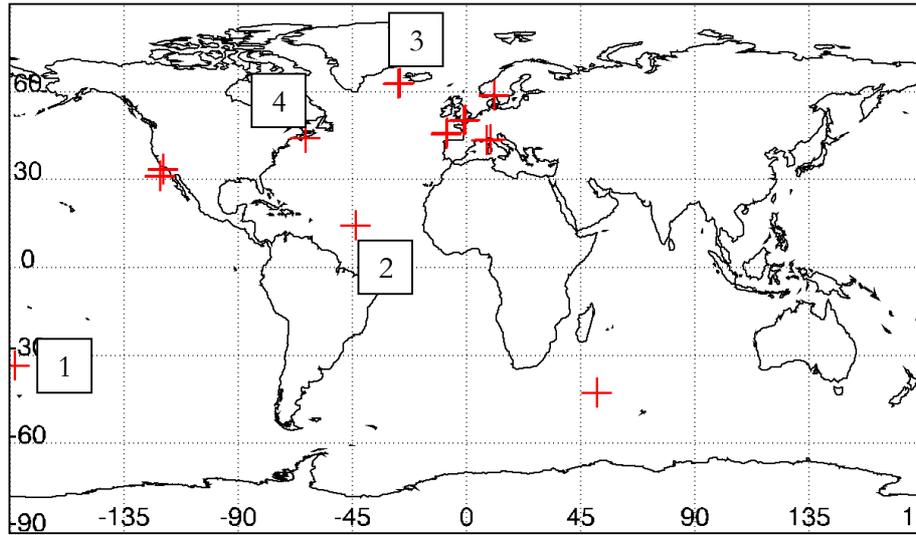


Fig. 3. Localisation of the match-ups used for the vicarious calibration. Numbered match-ups are illustrated on Fig. 4.

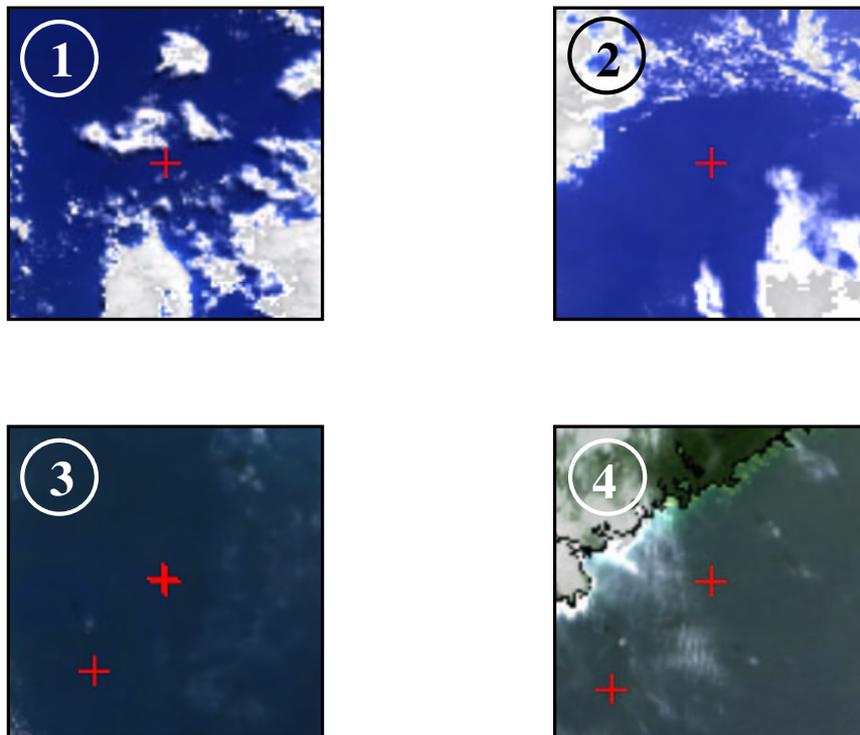


Fig. 4. True-color, rayleigh corrected images (red: 665 nm, green : 560 nm, blue : 443 nm) above some match-ups used for the vicarious calibration (see Fig 3). Dynamic has been enhanced for ocean pixels.

Table 1. Date and localisation of some match-ups (Fig. 4) used for the vicarious calibration

Scene	Date	Localisation	Latitude	Longitude
1	April 30, 2002	South Pacific	-33.32 S	-178.20 W
2	August 16, 2002	Middle Atlantic	15.00 N	- 43.35 W
3	September 7, 2002	North Atlantic	63.07 N	- 26.31 W
4	September 13, 2002	Off New-Scotland	62.85 N	- 26.32 W
			44.39 N	- 63.06 W
			44.11 N	- 63.59 W

### 3. RESULTS

Calibration correction factor  $A_k$  is defined for each band  $k$  as :

$$A_k = \frac{R_k^{mes}}{R_k^{sim}} \quad (2)$$

where  $R_k^{mes}$  and  $R_k^{sim}$  design the TOA normalised radiances measured by MERIS and simulated using SIMBADA measurements respectively. The  $A_k$  computed for each pixel and each band are plotted on Fig. 5. The results are fairly good even if the dispersion is still slightly above the predicted one by our error budget.

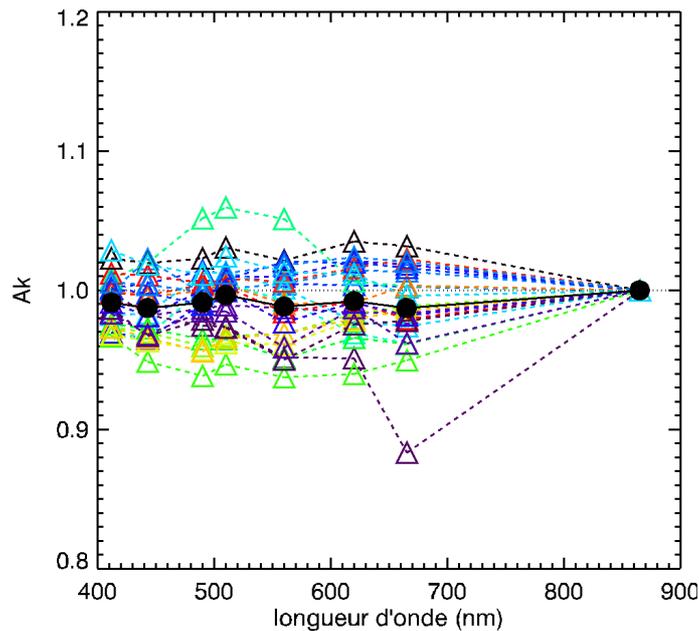


Fig. 5. Calibration correction factor for each band. In black is the mean (plain circle) and the standard deviation (error bar) for the 23 available pixels

#### 4. CONCLUSION

The results are summarised in Table 2 for the 23 match-ups. The vicarious radiometric calibration from this study is in a very good agreement with the standard onboard MERIS calibration. It should be noticed that :

- the mean bias of the difference between onboard and vicarious is about  $-1\%$  at shorter wavelengths below 620 nm, i.e. at ocean color wavelengths
- The 3 sigma error of the difference is less than  $1.2\%$  at shorter wavelengths and  $1.8\%$  at larger wavelengths

The calibration effort using SIMBADA will be carried when more MERIS data will be made available. Refinement of the method for the case where no aerosol measurements are available is under development and will be applied for definitive results. The same method will be applied to POLDER-2 data (beginning of acquisition : April 1, 2003) and it could then be an interesting way to compare MERIS and POLDER-2 sensors and a first step for a common use of both datasets.

Table 2. Mean, standard deviation, bias and standard error of the calibration correction factors  $\Lambda_k = R_k^{\text{mes}}/R_k^{\text{sim}}$  for each band.

Bands	$\Lambda_k$	Std. dev. on $\Lambda_k$	Bias on $\Lambda_k$	Std. err. on $\Lambda_k$
412	0.991	0.018	0.009	0.015
443	0.987	0.022	0.013	0.019
490	0.991	0.025	0.009	0.019
510	0.996	0.026	0.004	0.021
560	0.988	0.029	0.012	0.024
620	0.992	0.024	0.008	0.019
665	0.987	0.032	0.013	0.022

**Acknowledgements** : We are grateful to Steven Delwart and Jean-Paul Huot from ESA for their action towards MERIS Cal/Val investigators and to Broockman consult for delivering MERIS level 1 and 2 data. A special thanks to science laboratories who make SIMBADA measurements, especially to LODYC (Paris, France), MUMM (Bruxell, Belgium), LOV (Villefranche-sur-mer, France), IFREMER (Brest, France), LOCL (Wimereux, France), CNR Roma and CNR Napoli (Italy), and also to merchant ships (Toucan and Colibri). This work was supported by ESA, CNES, CNRS and University of Lille.

#### 5. REFERENCE

- [1] Fougnie, B., P.Y. Deschamps, and R. Frouin, Vicarious Calibration of the POLDER Ocean Color Spectral Bands using in-situ measurements, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 37, 1567-1574, 1999a.
- [2] Eplee, R. E., W. D. Robinson, S. W. Bailey, D. K. Clark, P. J. Werdell, M. W. Wang, R. A. Barnes, and C. R. McClain, Calibration of SeaWiFS. II. Vicarious techniques, *Appl. Opt.*, 40, 6701-6718, 2001
- [3] Shettle, E. P., and 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
- [4] Deuzé, J.-L., M. Herman, and R. Santer, Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 41, 483-494, 1989
- [5] Bucholtz, A., Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere, *Appl. Opt.*, 34, 2765-2773, 1995



**ANNEXE 4. UTILISATION DU RADIOMETRE OPTIQUE SIMBADA  
POUR LA CARACTERISATION DE LA SPHERE AYANT SERVI A  
L'ETALONNAGE AU SOL DE POLDER2 A TANEGASHIMA, JAPON**

## **UTILISATION DU RADIOMETRE OPTIQUE SIMBADA POUR LA CARACTERISATION DE LA SPHERE AYANT SERVI A L'ETALONNAGE AU SOL DE POLDER2 A TANEGASHIMA, JAPON**

### Résumé :

Le radiomètre optique SIMBADA a été étalonné lors de la campagne d'étalonnage avant tir du capteur spatial POLDER2 à Tanegashima (Japon) le 04 octobre 2001. Le SIMBADA est un radiomètre optique pouvant enregistrer un signal selon deux gains électroniques. Chacun de ces gains est étalonné régulièrement selon deux méthodes différentes : le gain faible est étalonné par la méthode de Bouguer-Langley (source solaire), alors que le gain fort est étalonné devant un étalon radiométrique américain, très stable selon le projet SIMBIOS/US. Une étude basée sur la comparaison des étalonnages de ces deux gains a permis de caractériser la sphère ayant servi à l'étalonnage avant tir de POLDER2. Les luminances de la sphère retrouvées à partir de l'étalon américain diffèrent de 4% à 443 nm et jusqu'à environ 8% entre 560 nm et 670 nm par rapport aux valeurs déterminées avec l'étalon français.

### Contact :

Guislain Bécu/Pierre -Yves Deschamps  
Laboratoire d'Optique Atmosphérique  
Université des sciences et technologies, Lille I  
59655 Villeneuve d'Ascq  
FRANCE

## 1. Introduction

Le SIMBADA est un radiomètre optique de terrain, effectuant des mesures in situ destinées essentiellement à des activités de Cal./Val. de capteurs spatiaux dans le domaine de la Couleur de l'Océan. Le Laboratoire d'Optique Atmosphérique possède un réseau de 18 radiomètres SIMBADA, déployés dans la plupart des mers et océans du globe, afin d'acquérir le plus grand nombre possible de mesures in situ. L'un des instruments, le SIMBADA #08 a participé à la campagne d'étalonnage avant tir du capteur spatial POLDER2 à Tanegashima (Japon) le 04 octobre 2001. Une étude basée sur la comparaison des différentes méthodes d'étalonnage du SIMBADA a permis de caractériser la sphère ayant servi à l'étalonnage au sol de POLDER2. Les luminances retrouvées par le SIMBADA (étalonné régulièrement devant un étalon radiométrique américain) diffèrent d'environ 4% à 443 nm et jusqu'à environ 8% dans le rouge des luminances déterminées avec l'étalon français. Après une brève description du radiomètre SIMBADA, les différentes méthodes d'étalonnages seront expliquées puis comparées. Enfin, la caractérisation de la sphère déduite de cette comparaison sera exposée.

## 2. Radiomètre optique SIMBADA

Le radiomètre SIMBADA est un radiomètre à 11 canaux (cf. Table 1) destiné à la collecte de mesures in situ de la Couleur de l'Océan. Ses deux principales caractéristiques sont d'une part l'importante réduction de la réflexion du ciel et du glitter sur l'interface air/mer par polarisation (lors d'une visée marine), et d'autre part une dualité des gains électroniques, permettant d'enregistrer le signal solaire et le signal marin successivement, alors que leurs intensités respectives sont très différentes.

Canal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\lambda_c$ (nm)	350.8	380.9	411.4	443.0	492.6	511.1	561.2	622.1	671.8	752.8	871.6
$\Delta\lambda$ (nm)	9.8	9.7	8.6	11.2	10.1	8.3	8.6	9.9	9.1	10.1	10.0

**Table 1 :** spécifications spectrales du SIMBADA.  $\lambda_c$  est la longueur d'onde centrale ;  $\Delta\lambda$  est la largeur de bande.

Chaque gain est destiné à un mode de visée : le gain faible est utilisé lors des visées solaires, afin de retrouver les paramètres atmosphériques (tels l'épaisseur optique en aérosol et le coefficient d'Angström), alors que le gain fort est utilisé lors des visées marines, afin de mesurer la réflectance océanique.

## 3. Méthodes d'étalonnages

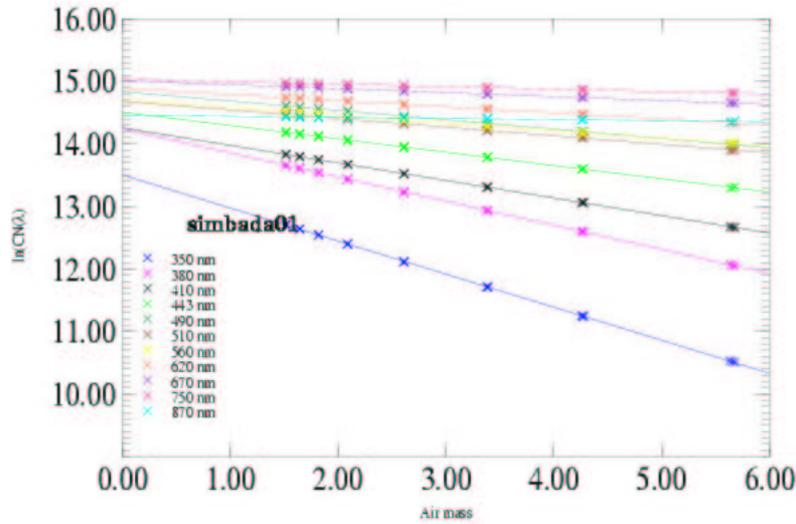
### 3.1 Etalonnage du gain faible

Le gain faible est étalonné selon la méthode de Bouguer-Langley. Durant un lever ou un coucher de Soleil complet, le signal solaire au bas de l'atmosphère est enregistré régulièrement, surtout lorsque le soleil atteint son zénith. La relation entre le logarithme népérien des comptes numériques enregistrés et la masse d'air traversée (qui dépend de l'heure de l'enregistrement) est la suivante :

$$\ln(CN_{low,\lambda}) = \ln(CN_{low,\lambda}^{TOA}) - \tau_\lambda \cdot m(\theta_s) \quad (1)$$

où  $CN_{low,\lambda}$  est le signal enregistré en mode gain faible,  $\tau_\lambda$  est l'épaisseur optique,  $m(\theta_s)$  est la masse d'air correspondant à l'angle zénithal solaire  $\theta_s$  et  $CN_{low,\lambda}^{TOA}$  est le signal qui serait mesuré en mode gain faible si l'instrument était hors atmosphère, c'est à dire pour une masse d'air nulle. Ici ainsi que dans tout ce qui suit, l'indice  $\lambda$  fait référence au canal de longueur d'onde centrale  $\lambda$ . En régressant linéairement le logarithme népérien des comptes numériques en fonction de la masse d'air à l'heure de l'enregistrement, puis en extrapolant à la valeur nulle de la masse d'air, on détermine  $\tilde{K}_{low,\lambda} = \ln(CN_{low,\lambda}^{TOA})$ , grandeur

considérée comme le coefficient d'étalonnage du gain faible, appelé "coefficient Bouguer", même si ce n'est pas rigoureusement un coefficient d'étalonnage (défini par le rapport d'une luminance par un signal). La figure 1 donne un exemple de régression et d'extrapolation obtenu lors d'un étalonnage solaire.



**Fig.1.** exemple de graphe issu d'un étalonnage solaire du gain faible. Le signal enregistré en fonction de la masse d'air à l'heure de l'enregistrement est régressé linéairement, puis extrapolé à la valeur nulle de la masse d'air.

L'étalonnage doit être réalisé sous un ciel très clair et surtout très stable. C'est pourquoi il est toujours réalisé au sommet du Mont Laguna, Californie (1896m).

### 3.2 Etalonnage du gain fort

Le gain fort du SIMBADA est étalonné devant une sphère intégratrice, elle même régulièrement étalonnée devant un étalon optique. La sphère délivre une luminance spectrale connue :  $L_{sph}(\lambda)$ , ainsi le coefficient d'étalonnage en mode gain fort,  $K_{high,\lambda}$ , est défini par :

$$K_{high,\lambda} = \frac{\bar{L}_{sph,\lambda}}{CN_{high,\lambda}} \quad (2)$$

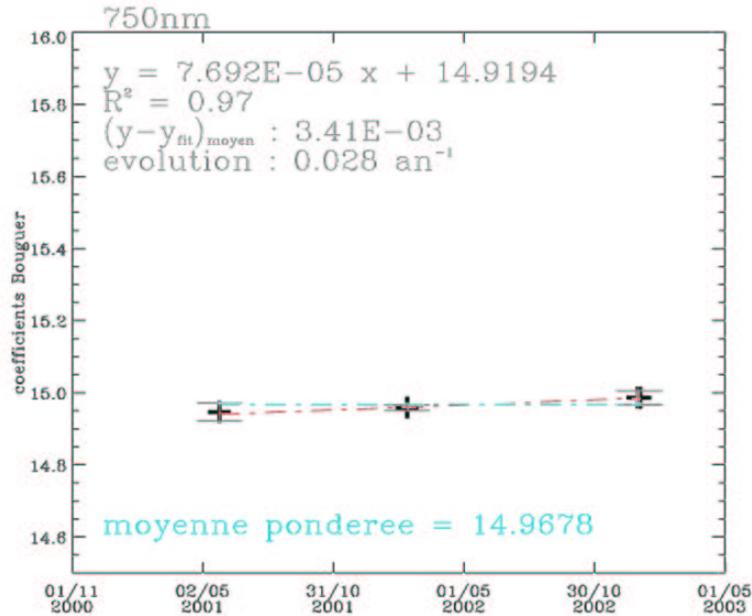
où  $CN_{high,\lambda}$  est le signal enregistré en mode gain fort devant la sphère, et  $\bar{L}_{sph,\lambda}$  est la luminance de la sphère vue à travers le filtre de longueur d'onde centrale  $\lambda$ . Celle-ci est définie par :

$$\bar{L}_{sph,\lambda} = \frac{\int L_{sph}(\lambda) \cdot t_{\lambda}(\lambda) \cdot d\lambda}{\int t_{\lambda}(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (3)$$

où  $t_{\lambda}(\lambda)$  est la transmission du filtre.

### 3.3 Vieillessement des filtres et détecteurs.

Les 18 appareils sont étalonnés le plus régulièrement possible, de telle sorte qu'une fonction de vieillissement de chacun de leurs canaux peut être estimée en régressant linéairement les coefficients d'étalonnage en fonction de la date d'étalonnage. Concernant le gain faible, cette régression peut être pondérée par la qualité de la régression Bouguer-Langley. La figure 2 présente la régression caractérisant le vieillissement du canal 750 nm gain faible du SIMBADA #06.



**Fig.2 :** le vieillissement du canal 750 nm gain faible du SIMBADA #06 est estimé en régressant linéairement (courbe pointillée rouge) les coefficients d'étalonnage en fonction de la date. Les coefficient de corrélation et écart moyen au fit sont indiqués sur la figure. La courbe bleue représente la moyenne pondérée des coefficients d'étalonnages. Cette courbe a un sens lorsqu'il n'y a pas beaucoup de coefficients et que le régression n'est pas bonne.

### 3.4 Comparaison des deux méthodes d'étalonnage

Afin d'obtenir les coefficients d'étalonnage les plus précis possible, les étalonnages des deux gains ont été comparés. Pour ce faire, un coefficient d'étalonnage du mode gain fort a été calculé à partir des coefficients Bouguer  $\tilde{K}_{low,\lambda}$  issus des étalonnages solaires. Ce coefficient, appelé  $K_{high,\lambda}^{sun}$ , est défini par le rapport de la luminance solaire hors atmosphère vue à travers les filtres de l'instrument et du signal gain fort qui serait enregistré si l'instrument était hors atmosphère. Ce signal doit être calculé car il ne peut être enregistré : les détecteurs satureraient s'ils visaient le Soleil en mode gain fort. Par définition, ce coefficient d'étalonnage peut être comparé directement au coefficient d'étalonnage en mode gain fort déduit d'une visée sphère.

Le même chemin optique sert aux deux modes d'enregistrement. Seules des valeurs différentes de résistances définissent deux gains électroniques différents. Ainsi, en estimant le rapport des valeurs des résistances, le signal en mode gain fort peut être calculé à partir du signal enregistré en mode gain faible :

$$CN_{high,\lambda} = g_{elec,\lambda} \cdot CN_{low,\lambda} \quad (4)$$

où  $g_{elec,\lambda}$  est le rapport des valeurs des résistances des gains faible et fort respectivement. Ce rapport a été calculé en faisant le rapport des deux signaux lorsque l'instrument vise une plaque blanche en spectralon posée sur le sol (lors d'une séance d'étalonnage Bouguer-Langley au sommet du Mont Laguna). En effet, une telle cible n'est ni trop intense pour le gain fort, ni trop peu intense pour le gain faible. Les deux signaux présentent alors des rapports signal sur bruit très convenables et le rapport  $g_{elec,\lambda}$  a été déterminé avec précision pour chaque appareil et pour chaque canal.

Le coefficient  $K_{high,\lambda}^{sun}$  est le rapport de la luminance solaire par le signal gain fort. Hors, seules les valeurs de l'éclairement solaire hors atmosphère,  $E_0(\lambda)$ , ont été tabulées [Neckel et Labs, 1984]. En définissant de la même manière qu'en (3) l'éclairement solaire hors atmosphère vu à travers les filtres du

radiomètre,  $\bar{E}_{0,\lambda}$ , la relation suivante définit la luminance solaire hors atmosphère vue à travers les filtres de l'instrument,  $\bar{L}_{0,\lambda}$  :

$$\bar{L}_{0,\lambda} = \frac{\bar{E}_{0,\lambda}}{\Omega_{fov}} \quad (5)$$

où  $\Omega_{fov}$  est l'angle solide de champ de vue de l'appareil. Cet angle a été calculé d'après les plans mécaniques du radiomètre, puis mesuré en déplaçant une source ponctuelle devant l'instrument. De plus, pour chaque instrument, l'angle d'ouverture angulaire a été déterminé à partir de la comparaison de chaque étalonnage gain faible avec chaque étalonnage gain fort réalisé devant la sphère intégratrice de la Scripps Institution of Oceanography, sphère jugée comme la plus stable.

Connaissant  $\Omega_{fov}$  et  $g_{elec,\lambda}$ , le coefficient  $K_{high,\lambda}^{sun}$  est donc déterminé par :

$$K_{high,\lambda}^{sun} = \frac{\bar{L}_{0,\lambda}}{CN_{high,\lambda}} = \frac{\bar{E}_{0,\lambda} / \Omega_{fov}}{g_{elec,\lambda} \cdot CN_{low,\lambda}} = \frac{\bar{E}_{0,\lambda}}{\Omega_{fov} \cdot g_{elec,\lambda} \cdot e^{\tilde{K}_{low,\lambda}}} \quad (6)$$

Ainsi, pour chaque étalonnage en mode gain fort réalisé devant une sphère, le coefficient Bouguer  $\tilde{K}_{low,\lambda}$  a été déterminé sur la droite de régression à la date de l'étalonnage sphère, de manière à tenir compte du vieillissement des canaux. Ensuite, le coefficient d'étalonnage solaire en mode gain fort  $K_{high,\lambda}^{sun}$  correspondant a été calculé puis directement comparé au coefficient d'étalonnage en mode gain fort  $K_{high,\lambda}$ .

#### 4. Résultats : Caractérisation de la sphère "POLDER2"

Les radiomètres ont été étalonnés régulièrement devant la sphère de la Scripps Institution of Oceanography (S.I.O.) et devant les deux sphères du Laboratoire d'Optique Atmosphérique (L.O.A.). Ils n'ont été qu'occasionnellement étalonnés devant la sphère du N.A.S.A. Goddard Space Flight Center (G.S.F.C.), et devant la sphère du C.N.E.S. à Tanegashima.

Cette étude menée sur tous les étalonnages réalisés devant les sphères S.I.O. et L.O.A. montre que seule la sphère S.I.O. est stable. Il y a 2% maximum de différence entre les coefficients d'étalonnage gain fort  $K_{high,\lambda}$  et  $K_{high,\lambda}^{sun}$  correspondant. Par contre, le désaccord entre les deux sphères étalons L.O.A. et les étalonnages solaires varie de 5% jusqu'à 13%. Un rapport du projet SIMBIOS confirme d'ailleurs la stabilité de la sphère S.I.O. à mieux que 1% par an [1].

On définit, pour une date  $d$  donnée, les coefficients d'étalonnages  $K_{high,\lambda}^{trust,d}$  que l'on considère comme les coefficients d'étalonnages vrais (les plus probables) par :

$$K_{high,\lambda}^{trust,d} = \frac{K_{high,\lambda}^{sun}}{r_\lambda} \quad (7)$$

où  $r_\lambda$  sont les rapports entre les coefficients gain fort déduits d'étalonnages solaires et des coefficients gain fort calculés à partir d'un étalonnage devant la sphère S.I.O. Ceci revient à corriger les coefficients  $K_{high,\lambda}^{sun}$  avec les étalonnages réalisés à la S.I.O., la sphère S.I.O. étant considérée comme référence.

Le SIMBADA #08 a participé à la campagne d'étalonnage au sol du capteur POLDER2 à Tanegashima, le 04 octobre 2001. L'étude a été menée pour cet étalonnage, mais de manière un peu différente : les coefficients gain fort  $K_{high,\lambda}$  n'ont pas été calculés, mais des luminances retrouvées par le SIMBADA ont été comparées aux luminances étalons  $L_{std}(\lambda)$  fournies par B.Fougnie et T.Bret –Dibat. Ces luminances, fournies à certaines longueurs d'onde (celles de la table 2), ont été fittées et numérisées par pas de 0.1nm, afin de calculer les luminances  $\bar{L}_{std,\lambda}$  vues à travers les filtres SIMBADA correspondantes (également définies comme dans (3)). D'un autre côté, les coefficients  $K_{high,\lambda}^{trust,04/10/2001}$  gain fort dérivés des étalonnages solaires ont été calculés pour le 04 octobre 2001. Ceci a permis d'estimer les luminances  $\bar{L}_{retrieve,\lambda}$  de la sphère (vue à travers les filtres) retrouvées par le radiomètre :

$$\bar{L}_{retrieve,\lambda} = K_{high,\lambda}^{trust,04/10/2001} \cdot CN_{high,\lambda}^{04/10/2001} \quad (8)$$

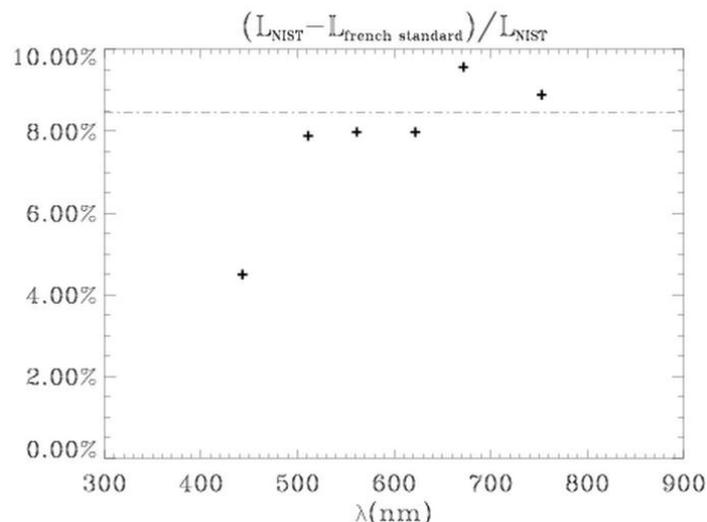
où  $CN_{high,\lambda}^{04/10/2001}$  est le signal gain fort enregistré devant la sphère le 04 octobre 2001.

La Table 2 donne, pour les canaux 443 nm à 750 nm (sauf 490 nm : ce canal n'est pas stable et la régression des coefficients Bouguer est très bruitée), l'écart relatif entre les luminances étalons  $\bar{L}_{std,\lambda}$  et les luminances retrouvées  $\bar{L}_{retrieve,\lambda}$ .

$\lambda(nm)$	443.0	511.1	561.2	622.1	671.8	752.8
$\frac{\bar{L}_{retrieve,\lambda} - \bar{L}_{std,\lambda}}{\bar{L}_{retrieve,\lambda}} \times 100$	4.654	7.889	7.984	7.982	9.576	8.894

**Table 2.** écart relatif entre les luminances étalons et les luminances retrouvées par le SIMBADA.

La figure 3 donne une représentation graphique de cet écart. Pour 490 nm, la valeur moyenne des canaux 443 nm à 750 nm a été adoptée.



**Figure 3.** Représentation graphique de l'écart relatif entre les luminances étalons ( $L_{french\ standard}$ ) et les luminances retrouvées par le SIMBADA. ( $L_{NIST}$ ). La droite pointillée est la valeur moyenne des canaux 510 nm, 560 nm, 620 nm, 670 nm et 750 nm. Cette valeur moyenne est affectée au canal 490 nm pour lequel l'étude ne peut être menée.

## **5. Conclusion**

Le SIMBADA #08 qui a participé la campagne d'étalonnage avant tir de POLDER2 y a également servi de radiomètre de transfert. Une étude basée sur la caractérisation de chaque source d'étalonnage du SIMBADA a permis de comparer les deux étalons optiques de référence utilisés par les projets SIMBADA et POLDER2 (étalon américain et français respectivement). A part le canal à 443 nm qui est atypique, les canaux stables du SIMBADA (510 nm, 560 nm, 620 nm, 670 nm, 750 nm) révèlent des écarts systématiques d'environ 8% entre les deux. La chaîne SIMBADA se réfère depuis le début des acquisitions à l'étalon américain, très stable selon le projet SIMBIOS [1].

## **6. références**

[1] Meister G. et al., The First SIMBIOS Radiometric Intercomparison (SIMRIC-1), April-September 2001, NASA Tech. Memo. 2002-210006, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., 2002, 60p.

**ANNEXE 5. PRELIMINARY VALIDATION OF MERIS WATER PRODUCTS  
FOR BELGIAN COASTAL WATERS**

## PRELIMINARY VALIDATION OF MERIS WATER PRODUCTS FOR BELGIAN COASTAL WATERS

K. Ruddick<sup>(1)</sup>, V. De Cauwer<sup>(1)</sup>, Y. Park<sup>(1)</sup>, G. Becu<sup>(2)</sup>, J-P. De Blauwe<sup>(1)</sup>, E. De Vreker<sup>(1)</sup>, P-Y. Deschamps<sup>(2)</sup>, M. Knockaert<sup>(1)</sup>, B. Nechad<sup>(1)</sup>, A. Pollentier<sup>(1)</sup>, P. Roose<sup>(1)</sup>, D. Saudemont<sup>(1)</sup>, D. Van Tuyckom<sup>(1)</sup>

(1) *Management Unit of the North Sea Mathematical Models (MUMM), 100 Gulledelle, B-1200 Brussels, Belgium. Email : [K.Ruddick@mumm.ac.be](mailto:K.Ruddick@mumm.ac.be)*

(2) *Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France.*

### ABSTRACT

This paper describes the methods used to acquire sea-level data for validation of MERIS water products in Belgian coastal waters and comparison of such measurements with MERIS level 2 data as available in November 2002. Results are presented for two Reduced Resolution level 2 images for which sea-level match-up data exists. One image was acquired during partially cloudy skies – while not appropriate for quantitative validation of the water products themselves, this image is useful for validation of the various quality and confidence flags supplied with the MERIS products. The second image was acquired during clear sky conditions and is optimal for quantitative validation of water-leaving reflectance, algal pigment index (chlorophyll concentration) and total suspended matter concentration. Firstly, a qualitative assessment is made of the images based on knowledge of the region and of inconsistencies between the products themselves. This assessment suggests that many pixels which are partially or wholly cloudy are not identified as such, giving an unreliable impression of product quality to users. Furthermore, unrealistic spatial discontinuities are observed in products because of switching of the case 2S flag. It is recommended that more attention be paid to validation of the MERIS L2 flags and especially cloud pixel identification and the impact of spatial variability of the case 2S flag. Secondly a quantitative assessment is made of products using the sea-level match-up data. For the image with clear sky conditions water-leaving reflectance in the blue is severely overestimated by MERIS because of underestimation of aerosol optical thickness and epsilon factor. It is recommended that the performance of the turbid water atmospheric correction be investigated in more detail and with more imagery for this and other regions.

### 1. INTRODUCTION

The Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) was launched aboard the Envisat-1 satellite on 1.3.2002. After stabilisation of MERIS settings (gain controls, etc.) on 29.4.2002 MERIS has acquired reduced resolution imagery almost continuously for the Belgian coastal waters test site until the time of writing (November 2002). During this time a number of seaborne cruises have been undertaken in Belgian waters in order to provide sea-level validation data and a sunphotometer has been operated continuously at Oostende. The objective of these measurements was[1]:

1. to provide a quantitative assessment of the accuracy of MERIS water products,
2. to highlight any major discrepancies in the products and,
3. to provide recommendations to the European Space Agency in the area of data quality improvement, further algorithm development and reliability and usability of the geophysical products.

The primary MERIS products to be validated here are :

- Water-leaving reflectance
- Algae pigment index 2 (Chl2)
- Total suspended matter (TSM)

In addition to these products, various flags supplied with MERIS data and used to denote potential poor quality of MERIS products and/or special conditions (e.g. turbid water) have been analysed. Finally, sunphotometer measurements have been made to support sea-level validation of the abovementioned products by validation of the aerosol optical thickness atmospheric product.

As an essential element of quality control and to ensure compatibility of sea-level validation measurements throughout the MERIS Validation Team (MAVT) the methods and instruments used here have been compared with those of other teams participating in MERIS validation in a number of intercomparison exercises. These exercises coupled with internal procedures and theoretical considerations allow assessment of the reliability of the sea-level validation measurements themselves and, thus, quantification of the minimal uncertainty that could be attributed to MERIS water products using these methods.

This paper describes the sea-level validation campaigns, the measurement methods, including brief details of intercomparison exercises and uncertainty estimates, and the results of analysis of a first set of « match-up » level 2 MERIS images.

## 2. DESCRIPTION OF TEST-SITE

The Belgian coastal waters (Fig. 1) have been monitored intensively for over 30 years in the framework of national water quality monitoring programmes and numerous research initiatives. Over the last 5 years the optical properties of these waters have been studied in detail as support for remote sensing activities [2-5], focussing especially on the SeaWiFS sensor. The highly turbid nature of this test site makes it particularly useful for validation of turbid water « case 2S » atmospheric correction algorithms[6].

Owing to the shallow water depths (0-40m), strong tidal currents (e.g. 1.2 m/s amplitude) and frequent strong wind events (e.g. 10 m/s at 10m above sea level), resuspension of bottom sediments yields high suspended matter concentrations. These range from ~1 g/m<sup>3</sup> in clearer offshore waters to ~50 g/m<sup>3</sup> closer to shore (e.g. 3 km offshore, 10m water depth). Concentrations as high as 500 g/m<sup>3</sup> have been measured on occasions near Zeebrugge. Yellow substance absorption at 440nm, from both coloured dissolved organic matter (CDOM) and non-phytoplanktonic particulate matter (tripton) is also high in nearshore waters, e.g. 0.1-6.0 /m for CDOM, 0.05-1.25 /m for tripton[4], decreasing offshore. Chlorophyll-a concentrations are typically low (< 1 mg/m<sup>3</sup>) in winter, reaching a peak of 10-50 mg/m<sup>3</sup> during the spring bloom[7, 8], with mainly intermediate concentrations (1-10 mg/m<sup>3</sup>) during summer and autumn though occasional higher concentrations (10-20 mg/m<sup>3</sup>) within a few km of the coast. Secchi depths range from only a few cm in the most turbid waters to a few metres in clearer, offshore waters. The water column is generally well-mixed vertically by the turbulence caused by strong tide- and wind-driven currents.

Atmospheric conditions are dominated by the passage of low pressure systems with associated clouds (mainly cumulus), interspersed by periods of more stable, clearer high pressure systems lasting typically a few days. During summer about 50% of satellite acquisitions are entirely cloudy, about 25% show scattered clouds or haze and about 25% correspond to clear skies which are optimal for validation of ocean colour sensors. Even for relatively clear sky conditions it is not uncommon to find thin cirrus clouds and/or contrails over some parts of the Southern North Sea.

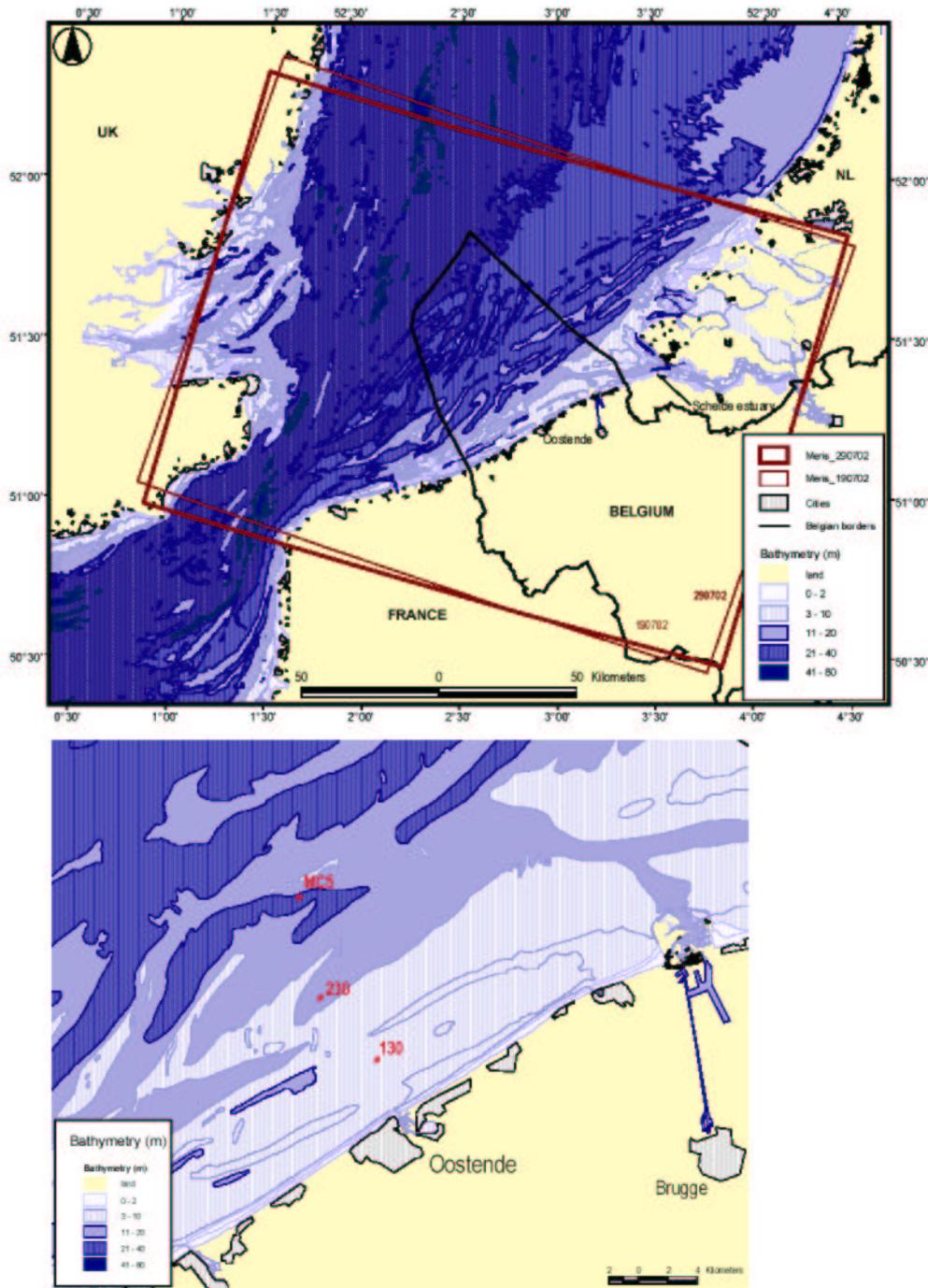


Figure 1. (top) Map of the Southern North Sea. Belgian waters are enclosed by a solid black line. The red rectangles show the location of the images presented in this study. (bottom) Close-up of the Oostende transect where in situ measurements were made at three stations : 130, 230 and MC5.

### 3. OVERVIEW OF MEASUREMENTS

Validation measurements have been made during a series of seaborne cruises in Belgian and UK coastal waters from the oceanographic Research Vessels Belgica (51m) and Zeeleeuw (56m). Table 1 summarising these cruises and the corresponding MERIS imagery. In this context only « match-up » MERIS imagery acquired within one hour, or preferably 30 minutes, of seaborne measurements has been considered in order to minimise uncertainties associated with temporal variability of marine and atmospheric properties. Atmospheric measurements were also made

continuously from a CIMEL sunphotometer installed in Oostende. This data is not presented here, pending recalibration of the instrument and final quality control.

Table 1. Summary of MERIS Validation cruises undertaken in 2002 and corresponding MERIS match-up possibilities.

Month	Days at sea	Optimal match-ups	Sub-optimal match-ups	CIMEL match-ups
March	5	0	1 ?	0
April	8	2 ?	1 ?	3 ?
May	0	0	0	2
June	4	0	1 ?	2
July	5	2	2	4
August	0	0	0	3
September	0	0	0	?
October	1	0	0	?
TOTAL	23	2-4	2-5	11-14

## 4. MEASUREMENT METHODS

### 4.1 Water-leaving reflectance

Water-leaving reflectance is measured using two different methods as described below.

#### 4.1.1. Instrumentation and method – TriOS system

A system of three TriOS-RAMSES hyperspectral spectroradiometers is used to make measurements above-water of :

- Upwelling radiance,  $L_u^+$ , at zenith angle of  $40^\circ$  and azimuth of  $135^\circ$  relative to the sun
- Sky radiance,  $L_{sky}$ , at the same zenith and azimuth angles, and
- Downwelling irradiance,  $E_d^+$

as outlined in Method 1 of [9]. The water-leaving reflectance,  $\rho_w$ , as defined in the MERIS product, is then calculated by,

$$\rho_w = \pi \frac{L_u^+ - \rho_{as} L_{sky}}{E_d^+} \quad (1)$$

where the air-sea interface reflection coefficient,  $\rho_{as}$ , is estimated for sunny conditions from Figure 9 of [10] as function of wind speed in m/s,  $W$  :

$$\rho_{as} = 0.026 + 0.0001 * W + 0.00006 * W^2 \quad (2)$$

The sensors measure over the wavelength range 350-900nm with sampling approximately every 3.3nm with spectral width of about 10nm. The radiance sensors have a field of view of  $7^\circ$ . A two-axis tilt sensor is incorporated inside the downwelling irradiance sensors. The instruments are mounted on a steel frame, similar in concept to that used by [11]. This is fixed to the prow of the ship facing forwards to minimise ship shadow and reflection.

#### 4.1.2. Instrumentation and method – SIMBADA system

The handheld SIMBADA radiometer/sunphotometer system is used to make measurements above-water of :

- Upwelling radiance,  $L_{pu}^+$ , viewing at zenith angle of  $40^\circ$  and azimuth of  $135^\circ$  relative to the sun and through a filter set to pass only the vertically polarised component of radiance
- Direct sun radiance, from which aerosol optical thickness and, using an atmospheric radiative transfer model, downwelling irradiance,  $E_d^+$ , are deduced.

as outlined as Method 3 in [9] and described in detail in [12]. The MERIS product is then calculated by,

$$\rho_w = \pi \frac{L_{pu}^+ - L_{sky-corr}}{E_d^+} \quad (3)$$

where  $L_{sky-corr}$  is a correction for residual skylight reflected at the air-sea interface and passing through the polarising filter. Details of practical operation are given in the SIMBADA user's guide ([http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean\\_color/src/](http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean_color/src/)).

#### **4.1.3 Quality control, intercomparison and error estimates**

The TriOS spectra are quality controlled by comparing the water-leaving reflectance estimated at 750nm from the reflectance measured at 705nm using a simple model of optical properties with the corresponding measurement at 750nm. This enables identification of spectra with poor air-sea interface correction. Simultaneous TriOS and SIMBADA measurements have been compared over a number of cruises in 2001-2002 and with other MERIS Validation team participants using both above- and under-water reflectance measurement methods in the Plymcal-1 exercise. These exercises, combined with theoretical indications suggest an uncertainty for the methods of about 10% for high reflectances rising to about 20% in the near infrared. For comparison with satellite pixels covering 1km square, sub-pixel scale variability of reflectance (and TSM) is estimated to give uncertainty of 20% in the satellite vs in situ comparison. The reflectance spectra are presented without any correction for bidirectional effects. Since MERIS reflectances in case 2 waters are also not normalised to nadir there is a different viewing geometry for the satellite and the in situ measurements (also the case for under-water nadir measurements). This is, however, not thought to be the main source of uncertainty here.

#### **4.2 Algal pigment index Chl2**

The algal pigment index Chl2 is validated as defined in the MERIS validation protocols [13] by HPLC measurements of the chlorophyll-a concentration (chl.2.hplc). Water samples taken in surface water (0.5m depth) are filtered on-board with GF/F filters, which are then frozen in liquid nitrogen and stored long-term at  $-80^{\circ}\text{C}$ . Pigments are extracted in 90% acetone with the use of a cell-homogenizer, followed by centrifugation[14]. The chlorophyll pigments are separated with reversed phase HPLC. MUMM's measurements have been compared with those of the MERIS Validation team during the NIVAcac exercise (final results pending) and with Plymouth Marine Laboratory for 18 samples taken at sea during a cruise with the Research Vessel Belgica in June 2002 (results also pending).

#### **4.3 Total suspended matter (TSM)**

The Total suspended matter, TSM, is validated as defined in the MERIS validation protocols by the gravimetric method. Water samples taken in surface water (0.5m depth) are filtered on-board with pre-weighed pre-ashed GF/F filters and rinsed with milli-Q water (including the filter rim). After the cruise the filters are dried and weighed for determination of dry weight. Full details of the method are found in REVAMP protocols [15] based on [16]. Further measurements were made on GF/C filters for comparison with the conventional water quality monitoring programme of MUMM – the latter measurements which do not conform to the MERIS validation protocol are not presented here. MUMM's measurements have been compared with Plymouth Marine Laboratory for 18 samples taken at sea during a cruise with the Research Vessel Belgica in June 2002.

#### **4.4 Aerosol optical thickness**

Aerosol optical thickness (AOT) measurements were made at sea from direct sun measurements with the SIMBADA radiometer using the method described in [17].

#### **4.5 Aerosol epsilon factor**

The aerosol epsilon factor,  $\epsilon$ , is derived from the SIMBADA AOT measurements by fitting a power function of wavelength to the AOT spectrum from 443nm to 670nm with Angström coefficient,  $\alpha$ . Then, assuming the spectral fit extends to 870nm and that the 778nm:870nm ratio of single-scattering albedo and phase function can be neglected [18]

$$\epsilon = \left( \frac{778nm}{865nm} \right)^{-\alpha} \quad (4)$$

## 5. RESULTS - MERIS IMAGERY

### 5.1 Overview of imagery

A summary of MERIS level 2 RR imagery requested and an overview of corresponding sea-level data and general conditions is given in Table 2.

Table 2. Summary of MERIS level 2 RR imagery and corresponding atmospheric conditions and sea-level measurements.

Date	Status	Conditions	Seaborne
10.4.2002	Not received	Good	Yes
11.4.2002	Not received	Good	Yes
17.4.2002	Not received	Sub-optimal	Yes
17.5.2002	Received		No
23.5.2002	Received		No
21.6.2002	Received	Sub-optimal	Yes
24.6.2002	Received		No
16.7.2002	Not received	Optimal	Yes
19.7.2002	Analysed	Sub-optimal	Yes
26.7.2002	Received	Sub-optimal	Yes
29.7.2002	Analysed	Optimal	Yes
14.8.2002	Received		No
17.8.2002	Not received		No
23.8.2002	Received		No

This imagery has been processed up to level 2 for the European Space Agency by ACRI/Brockmann Consulting using calibration information from orbit 1858 and after correction for smile as described at the Envisat-MERIS Commissioning workshop on 10.9.2002. Level 2 imagery was supplied to MUMM on 4.11.2002. This imagery has then been processed using the VISAT and IDL software. Georeferencing was checked and found accurate to within one pixel for reduced resolution data.

### 5.2. Presentation of imagery

Fig. 2 and 3 show for the 19.7.2002 and 29.7.2002 images a quasi-true colour RGB composite of the level 1B image using bands 7 (665nm), 5 (560nm) and 2 (443nm), as well as the following level 2 products : case 2S flag (red where true), aerosol epsilon factor (the ratio of aerosol reflectances 778nm:865nm), aerosol optical thickness at 865nm, total suspended matter, yellow substance (particulate and dissolved) absorption at 442nm, and the algal pigment indices Chl1 and Chl2. The stations where match-up in situ data exists, in a transect extending 20km offshore from Oostende, are shown on these images as crosses. These stations, named 130, 230 and MC5 are located at (51° 16.25'N, 2° 54.30'E), (51° 18.50'N, 2° 51.00'E) and (51° 20.38'N, 2° 50.38'E). Pixels flagged as clouds are shown in white.

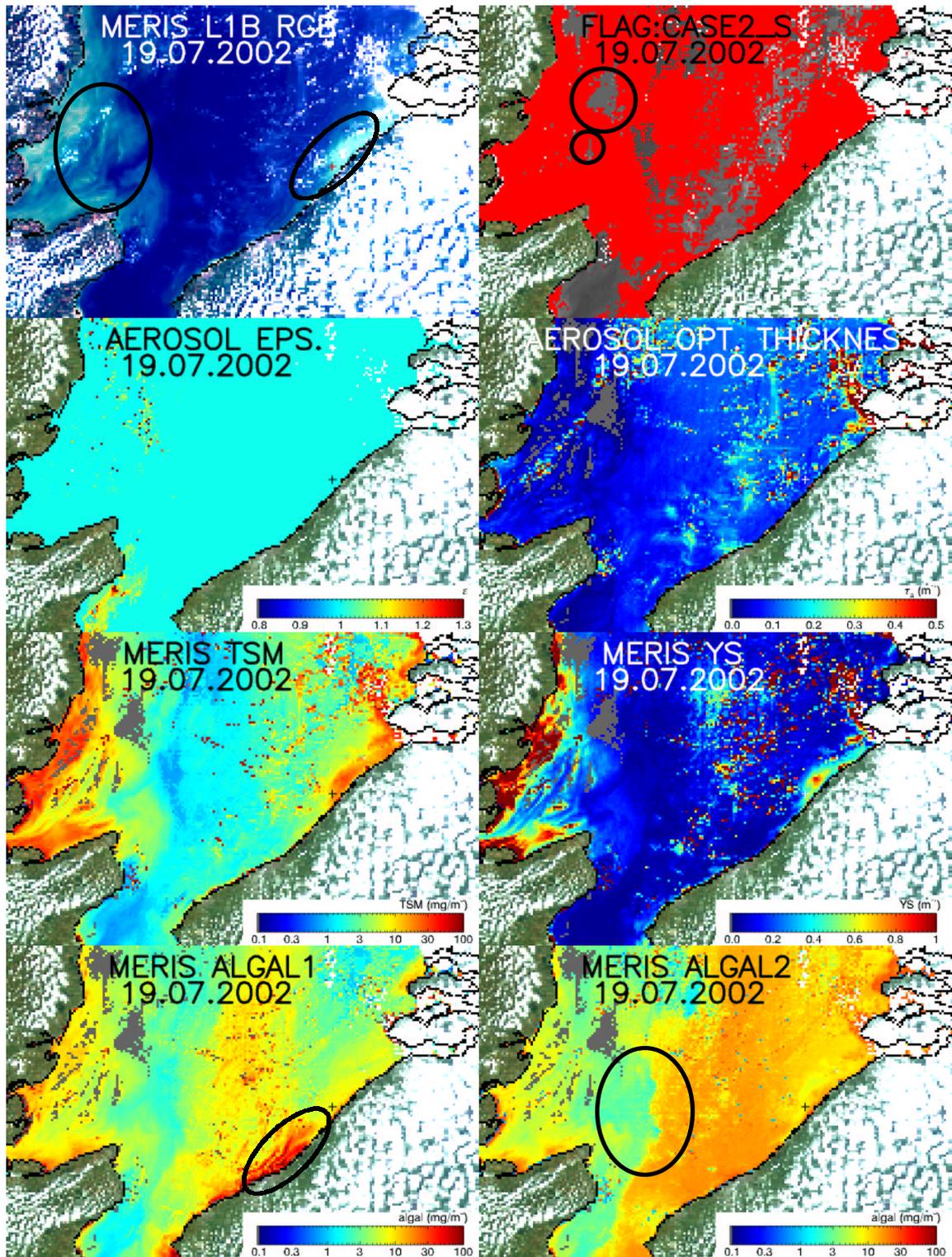


Figure 2. MERIS imagery for the Southern North Sea on 19.7.2002 (UTC 10:44) : Level 1B composite, case 2S flag, aerosol epsilon factor, aerosol optical thickness, total suspended matter, yellow substance absorption, Chl1, Chl2 (see text for further details).

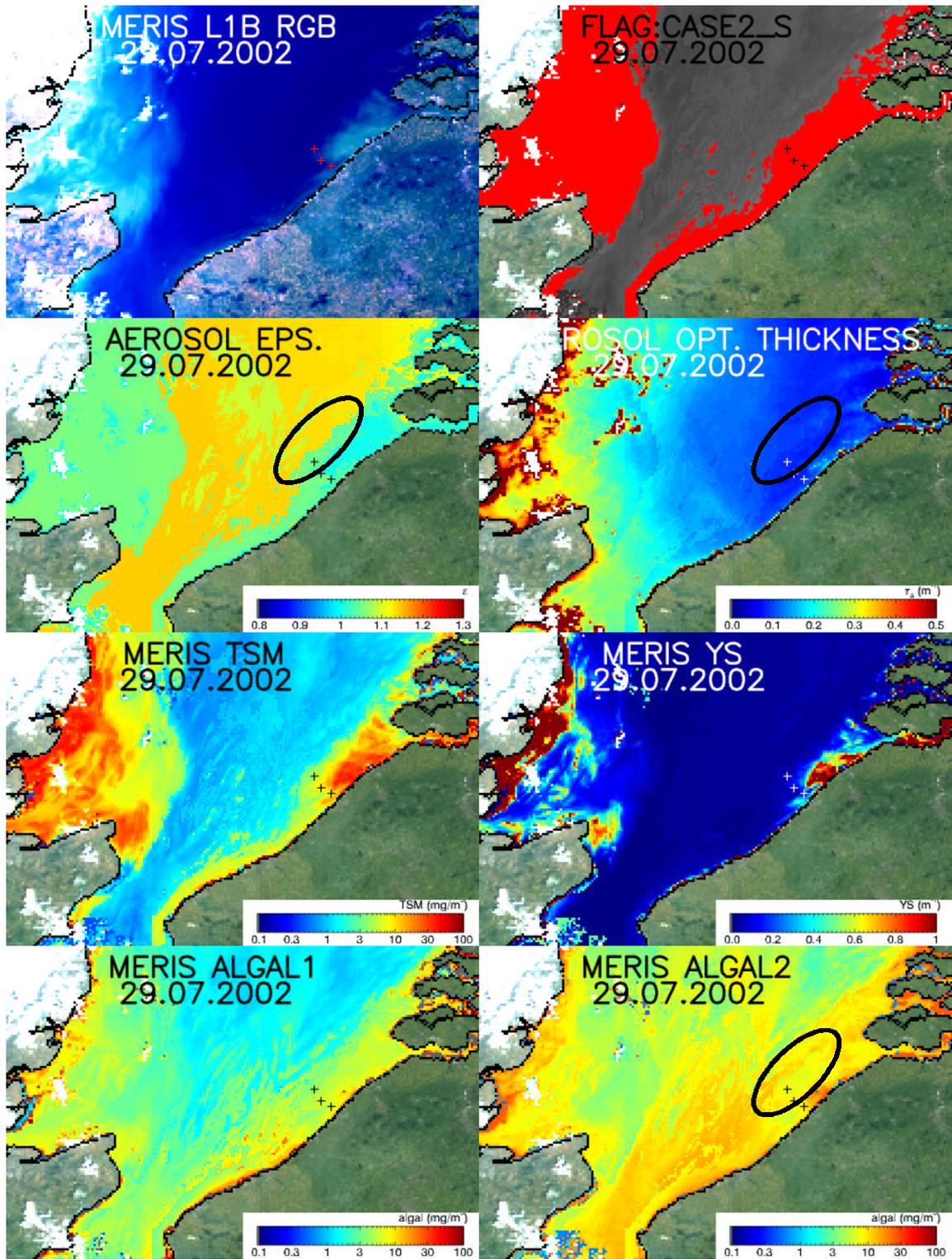


Figure 3. MERIS imagery for the Southern North Sea on 29.7.2002 (UTC 10:30) : Level 1B composite, case 2S flag, aerosol epsilon factor, aerosol optical thickness, total suspended matter, yellow substance absorption, Chl1, Chl2 (see text for further details).

## 6. DISCUSSION – QUALITATIVE ANALYSIS

In addition to the quantitative match-up analysis (sections 7 and 8) some aspects of the sensor/algorithm performance can be assessed by visual inspection of these images based on existing knowledge of the region.

### **6.1. Image of 19.7.2002**

It is evident from the LIB RGB composite of the 19.7.2002 image that atmospheric conditions were partially cloudy over much of the test region, as confirmed by sky photos taken from the Zeeleeuw at the moment of the overpass. In addition to the full cloud pixels, there seem to be many thin cloud or cloud-edge pixels. Such conditions are clearly sub-optimal and, therefore, not appropriate for quantitative validation of the MERIS level 2 products as defined by the MERIS protocols. However, for maximising exploitation of MERIS it is useful to assess performance in such conditions. In particular, users will need to know what confidence can be attributed to the level 2 products. In such cases the level 2 flags are essential. For this image the fact that many cloudy pixels have not been identified as such is clearly a problem and could lead to misinterpretation of products.

The turbid water within 10km of the coast between Oostende and the Scheldt Estuary (circled in Fig. 2) and along the UK coast appear in the RGB composite as yellow-green while the darker waters further offshore in the RGB image appear dark blue (or light blue if overcast with thin clouds).

The case 2S flag image shows that much of the Southern North Sea has been identified as case 2S water. However, there are also many pixels (brown) not classified as case 2S giving strong spatial inhomogeneities, which can be expected to degrade products. Since the case 2S flag [19] is essentially a threshold test for suspended particulate matter (above about 2 mg/l) derived from a preliminary dark pixel atmospheric correction there are two reasons for certain pixels not to be flagged. Firstly, for clear sky conditions TSM for some of the offshore waters will be close to the threshold with small spatial variabilities in TSM giving discontinuous variability in the case 2S flag. Secondly, if skies are partially cloudy over turbid water the TSM will be severely underestimated giving erroneously false values for the case 2S flag. In the latter case processing should detect such an anomaly and reject the pixel as unsuitable for marine products.

Considering the atmospheric products for this image, the thin and scattered clouds give a very uniform epsilon factor for Belgian waters (since clouds have a similar colour to white aerosols with  $\epsilon = 1.0$ ) but considerable variability of the aerosol optical thickness. These results are physically reasonable. If identification of such thin clouds via flags is not successful, the aerosol optical thickness image gives probably the best indication of such a problem both via the spatial noise (a more uniform field is expected for cloud-free skies) and via the magnitude ( $>0.2$  indicates strong haze or clouds).

The high ( $>1.1$ ) and noisy epsilon factor found in UK coastal waters in this image cannot at present be explained since the RGB image does not suggest clouds in this region, but is mainly darker there. For this patch (large circle in Fig. 2, case 2S) atmospheric correction failure has occurred (seen as a black patch in the case 2S flag image and violet in the level 2 water products where data is given as 0.0). It is noted that the high glint flag is raised for these and many other surrounding pixels although this is somewhat surprising for the near-nadir viewing and low wind speed ( $<5$  m/s). A detailed analysis of processing of these pixels as well as results from other regions may help clarify this anomaly.

Comparison of the Chl1 product with the aerosol optical thickness suggests that Chl1 is severely contaminated by the partially cloudy conditions. Zero values are found offshore of England corresponding to atmospheric correction failure as mentioned above but also to very shallow water. The latter pixels (small circle in Fig. 2, case 2S) are seen as elongated patches corresponding to known bathymetric features and may even be exposed, i.e. land, pixels at low water. In addition to the problems associated with atmospheric conditions the Chl1 product shows unrealistically high concentrations associated with submerged sandbanks along the French-Belgian coast (see circle in Fig. 2, Chl1). This product is not expected to work here because the case 1 assumptions are not valid.

The Chl2 product is similarly contaminated by partially cloudy conditions. In this case there is an apparent front running approximately North-South across the image (circled in Fig. 2). This is thought to be an artefact from the atmospheric conditions (see aerosol optical thickness) and is stronger here than for the Chl1 image presumably because the problem is more severe in bands used for Chl2 but not for Chl1.

Considering the atmospheric conditions further analysis of the level 2 water products seems inappropriate for this image.

## **6.2. Image of 29.7.2002**

In contrast with the previous image, the image of 29.7.2002 was acquired during excellent conditions (clear sky, low wind) at least for Belgian waters. Thus, the L1B RGB image shows clear waters offshore with turbid water visible near the coast between Oostende and the Scheldt Estuary. This area of turbid water has been found previously in most SeaWiFS images of the region – see for example, Fig. 1 of [2]. TSM is high here because of resuspension of bottom sediments in shallow water (water depth of 2-10m, Secchi depth about 1m) by tide and wind-generated turbulence.

For this image the case 2S flag has been set only for the two bands of Belgian and UK coastal water. While it seems entirely plausible that this flag would show such a distribution here since TSM decreases from coast to open sea and will, thus, reach the threshold value at some offshore distance, the impact of this flag on subsequent processing of products is significant.

The aerosol epsilon factor image shows strong correlation with the case 2S flag. The sharp discontinuity of epsilon at the boundary between true and false values of the case 2S flag (circled region) is clearly unphysical since this parameter should in reality show strong spatial homogeneity except near atmospheric fronts where aerosol particle size/type may vary strongly. Moreover, in this image shapes are seen in the aerosol epsilon image both sides of the case 2S flag boundary which correspond to bathymetric features, indicating imperfect atmospheric correction on both sides of the discontinuity. This is discussed further in the quantitative assessment of section 8.

As a consequence of the aerosol epsilon factor discontinuity, the aerosol optical thickness image shows a slight unphysical discontinuity at the case 2S flag boundary on the UK side.

The Chl1 and Chl2 images show significant differences (e.g. factor 2) for both the deeper offshore water and the coastal water, flagged as case 2S. Moreover, both images show spatial structures related to bathymetric features. While phytoplankton may be correlated with bathymetry for a number of reasons (slightly warmer temperatures in shallower areas, increased/decreased depth-averaged primary production because of difference in euphotic and total water depth), the spatial differences seen in these images across submerged sandbanks (e.g. factor 10 over 10km length scale) seem excessive. This raises the suspicion that backscatter from non-phytoplanktonic suspended matter, which is very strongly related to bathymetry via resuspension, is contaminating retrieval of both Chl1 and Chl2 either via the atmospheric correction or via the bio-optical model inversion.

The yellow substance image, which shows high absorption in the turbid water North-East of Oostende and in the Scheldt Estuary, seems qualitatively reasonable in view of generally high tripton and CDOM absorption in these regions.

The TSM image reproduces spatial features well-known from processed AVHRR and SeaWiFs images (see Fig. 4) and seems qualitatively reasonable.

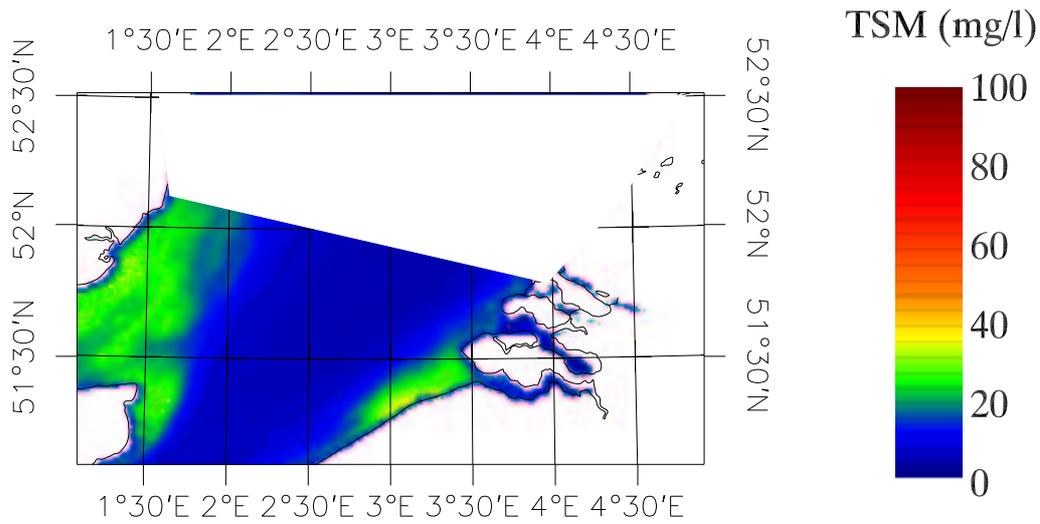


Figure 4. TSM for this region averaged over 62 SeaWiFS images (1997-2002).

## 7. RESULTS – QUANTITATIVE ANALYSIS

For the 19.7.2002 image one station of measurements, just one hour from the overpass, is considered as useful for validation, the other two being cloud-covered at the moment of the MERIS acquisition. For the 29.7.2002 image both stations where measurements were made within 30 minutes and a third station within 60 minutes of the MERIS acquisition are acceptable. For each of the four match-up pixels numerical values are given in Table 3 for MERIS products and corresponding sea-level measurements and plots of spectral reflectance are shown in Fig. 5. For each image only one of the reflectance measurement systems was operational (TriOS for 19.7.2002 because cloud cover degrades the SIMBADA data and SIMBADA for 29.7.2002 because of damage to the TriOS system).

Table 3. Match-up comparisons – for image 19.7.2002 (top) and 29.7.2002 (three pixels).

Station 130, 19.7.2002	MERIS [standard deviation]	In situ
Time (UTC)	10:44	09:41
Reflectance 442nm	0.0309 [0.0037]	0.0331 (442.5nm)
Reflectance 559nm	0.0674 [0.0100]	0.0766 (560nm)
Reflectance 709nm	0.0229 [0.0081]	0.0256 (710nm)
Reflectance 753nm	0.00835 [0.0024]	0.0080 (752.5nm)
Algal pigment 2 (µg/l)	8.34 [1.21]	6.49
Total Suspended matter (mg/l)	10.9 [3.9]	12.60
Aerosol optical thickness 865nm	0.0630 [0.025]	-
Aerosol epsilon factor	1.00 [0.00]	-

Station 130, 29.7.2002	MERIS	In situ
Time (UTC)	10:30	09:35
Reflectance 442nm	0.0270 [0.0024]	0.0203 (443nm)
Reflectance 559nm	0.0467 [0.0038]	0.0497 (565nm)
Reflectance 709nm	0.0130 [0.0027]	
Reflectance 753nm	0.00571 [0.00082]	0.0030 (750nm)
Algal pigment 2	8.81 [0.66]	5.33
Total Suspended matter	8.49 [2.00]	15.07
Aerosol optical thickness 865nm	0.0882 [0.0045]	0.146 (870nm)
Aerosol epsilon factor	1.043 [0.014]	1.183

Station 230, 29.7.2002	MERIS	In situ
Time (UTC)	10:30	10:07
Reflectance 442nm	0.0270 [0.0034]	0.0179 (443nm)
Reflectance 559nm	0.0461 [0.0061]	0.0459 (565nm)
Reflectance 709nm	0.0140 [0.0014]	
Reflectance 753nm	0.00560 [0.00039]	0.0026 (750nm)
Algal pigment 2	9.82 [1.06]	8.29
Total Suspended matter	9.82 [1.33]	8.67
Aerosol optical thickness 865nm	0.0756 [0.0033]	0.137 (870nm)
Aerosol epsilon factor	1.035 [0.015]	1.179

Station MC5, 29.7.2002	MERIS	In situ
Time (UTC)	10:30	11:00
Reflectance 442nm	0.0207 [0.0019]	0.0096 (443nm)
Reflectance 559nm	0.0271 [0.0047]	0.0249 (565nm)
Reflectance 709nm	0.00649 [0.00110]	
Reflectance 750nm	0.00336 [0.00036]	0.0016 (750nm)
Algal pigment 2	7.09 [0.53]	2.82 <sup>2</sup>
Total Suspended matter	3.69 [0.74]	5.67
Aerosol optical thickness 865nm	0.0882 [0.0033]	0.145 (870nm)
Aerosol epsilon factor	1.047 [0.005]	1.181

<sup>2</sup> The value given here is for the HPLC Chl2 as measured on a GF/F filter at 0.5m depth. A second sample taken 6 minutes earlier at 3m and analysed for a GF/C filter (MUMM's standard monitoring protocol) gave Chl2=7.53 µg/l. The difference might be attributed to patchiness caused by a Noctiluca bloom.

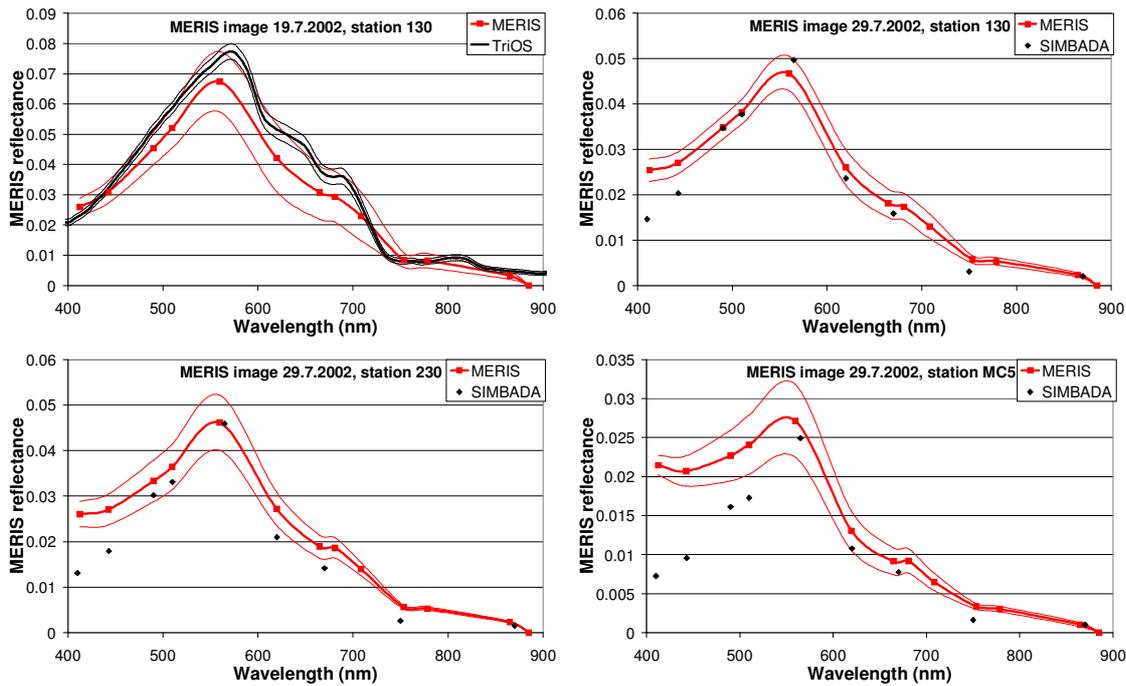


Figure 5. Comparison of MERIS water-leaving reflectance with seaborne reflectance measurements (TriOS system for 19.7.2002, SIMBADA for 29.7.2002). The MERIS match-up pixel is shown as a thick red curve (smoothed between bands) with surrounding thin red curves showing spatial variability via the standard deviation of the surrounding 3\*3 pixel block. The SIMBADA measurements are shown as black diamonds and the TriOS hyperspectral measurements are shown as a thick black line with standard deviation over the replicates shown as surrounding thin black lines.

## 8. DISCUSSION – QUANTITATIVE ANALYSIS

Comparison of the MERIS and TriOS reflectance spectra for station 130 of the 19.7.2002 image shows agreement to within the standard deviation of spatial variability (10-30%) of the adjacent MERIS pixels. While this spatial variability (related to atmospheric conditions) is clearly significant, it is notable that excellent agreement is found between the MERIS and TriOS measurements in the near infrared (700-860nm), a region where direct validation of satellite measurements of water-leaving reflectance has not before been attempted. Good agreement also in the blue indicates that no serious problems have been encountered in correcting for turbid water effects in the atmospheric correction. It is noted that  $\epsilon$  for this station is given by MERIS as exactly 1.00 for this and surrounding pixels. Such values are suspicious and may be related to a software or algorithm malfunction.

For the 29.7.2002 image a more detailed quantitative analysis can be performed. In Table 3 there are clear discrepancies between MERIS and the SIMBADA measurements for aerosol optical thickness and epsilon factor. Moreover the comparison of water-leaving reflectances shows an increasing difference going from red to blue. From inspection of the spectra alone, especially for station MC5 where the MERIS spectrum has unrealistically higher reflectance at 412nm than at 443nm, it is deduced that the MERIS spectrum is in error for the blue spectral range (400-500nm). The spectral shape of this error, increasing towards the blue, is clearly related to underestimation by MERIS of both the aerosol optical thickness and the epsilon factor as corroborated by the corresponding aerosol measurements presented in Table 3. The cause of this underestimation is likely to be an overestimation of near infrared water-leaving reflectances in the case 2 atmospheric correction algorithm. It is noted that for these waters the « absorbing aerosols – dust » flag was raised, whereas for the nearby water on the other (false) side of the case 2S flag front the « absorbing aerosols – continental » flag was raised.

On the basis of the small number of available match-up pixels and the similar range of concentrations found for Chl2 and TSM it is difficult to establish the accuracy of these MERIS products. However, it is encouraging that MERIS and in situ values are comparable for these products and that no obvious problems can be detected.

## 9. CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

A qualitative and a quantitative analysis have been made of two MERIS images for the Southern North Sea corresponding to match-up sea-level data in Belgian waters.

The image of 19.7.2002 contains scattered clouds and haze and is not optimal for validation of water products, but has been used primarily for validation of flags. A number of problems are noted :

- Many cloudy pixels have not been identified as such. The resulting water products are, thus, highly inaccurate, though this is not obvious from the level 2 flags. It is recommended that MERIS validation consider more carefully validation of flags, and especially the cloud pixel identification flag, in order to avoid unreliable data reaching users.
- Patches of atmospheric correction failure are also found, though no explanation could be given. It is recommended that this anomaly be investigated in the context of any similar problems found in other regions.

For a clear pixel in this image, comparison of MERIS water-leaving reflectance with seaborne measurements show agreement to within the spatial variability (10-30%) of surrounding MERIS pixels, for the entire spectrum 412-865nm. The agreement in the near infrared is particularly encouraging and indicates effective estimation of turbid water effects for the case 2 atmospheric correction. However, a suspicious  $\epsilon$  value of exactly 1.00 for some pixels is noted.

The image of 29.7.2002 has clear skies over Belgian waters and is optimal for validation of water products. Comparison of MERIS and sea-level SIMBADA measurement of aerosol optical thickness and epsilon factor show significant differences and corresponding errors in the blue for water-leaving reflectance indicating severe overestimation of turbid water effects in the case 2 atmospheric correction. Moreover, the spatial discontinuities in the case 2S flag induce severe and unrealistic discontinuities in the aerosol epsilon factor and optical thickness and, hence, all water products. It is recommended that the performance of the case 2 atmospheric correction be further investigated and that the case 2S flag be modified (perhaps set true everywhere) to avoid unrealistic discontinuities.

On the basis of the limited data available and the restricted range of concentrations it is difficult to draw clear conclusions regarding the Chl2 and TSM products, though it is notable that no obvious problems have been detected.

It is clear, however, that the present study is made on the basis of only two images and the scope of conclusions is, thus, clearly limited. A more general assessment of MERIS performance could be made after analysis of more imagery and in particular the image of 16.7.2002, unavailable at the time of writing, and for which the best sea-level validation measurements exist (concurrent measurements of water-leaving reflectance by both TriOS and SIMBADA systems).

Notwithstanding the discrepancies noted above, the performance of both the sensor and the algorithms seems impressive for this stage of the system life-time. Optical remote sensing of turbid coastal waters with high yellow substance absorption is notoriously difficult because of the need to consider near infrared water-leaving reflectances in the atmospheric correction algorithm[6] and the difficulty to distinguish between chlorophyll absorption and yellow substance absorption in the inversion of water-leaving reflectances with a bio-optical model[20]. The MERIS sensor and algorithms are arguably the first to be designed to meet such a challenge.

## 10. ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded partially by the Belgian Science Policy Office's STEREO programme in the framework of the BELCOLOUR project SR/00/03, by the European Union under the REVAMP project EVG1-CT-2001-00049, and by the European Space Agency under PRODEX contract 15190/01. The captains and crew of the Research Vessels Belgica and Zeeleeuw are thanked for their enthusiastic help with the seaborne measurements and MUMM's CAMME team is thanked for computer support. MERIS data used here was supplied by the European Space Agency under Envisat AOID698. The receiving station of Dundee University, the SeaWiFS and SeaDAS project teams, the Ocean Color Data Support Team and the Distributed Active Archive Center at Goddard Space Flight Center are acknowledged for providing, distributing and supporting SeaWiFS data. Jean-Paul Huot and the scientists of the MERIS Validation team are especially thanked for the many discussions that have helped to improve and control the quality of the seaborne validation measurements.

## 11. REFERENCES

1. Envisat CAL-VAL Team, ENVISAT Calibration and Validation Plan. 2000, European Space Agency.
2. Ruddick, K.G., F. Ovidio, and M. Rijkeboer, Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics*, 2000. **39**(6): p. 897-912.
3. Ruddick, K.G., H.J. Gons, M. Rijkeboer, and G. Tilstone, Optical remote sensing of chlorophyll-*a* in case 2 waters using an adaptive two-band algorithm with optimal error properties. *Applied Optics*, 2001. **40**(21): p. 3575-3585.
4. Tilstone, G.H., The inherent optical properties of seawater in Belgian coastal waters. 2000, Université Libre de Bruxelles.
5. Gons, H.J., M. Rijkeboer, and K.G. Ruddick, A chlorophyll-retrieval algorithm for satellite imagery (Medium Resolution Imaging Spectrometer) of inland and coastal waters. *Journal of Plankton Research*, 2002. **24**(9): p. 947-951.
6. Moore, G.F., J. Aiken, and S.J. Lavender, The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, 1999. **20**(9): p. 1713-1734.
7. Rousseau, V., Dynamics of *Phaeocystis* and diatom blooms in the eutrophicated coastal waters of the Southern Bight of the North Sea, in *Laboratoire d'Ecologie des Systèmes Aquatiques*. 2000, Université Libre de Bruxelles.
8. Ruddick, K.G., F. Ovidio, A. Vasilkov, C. Lancelot, V. Rousseau, and M. Rijkeboer, Optical remote sensing in support of eutrophication monitoring in Belgian waters, in *18th EARSEL symposium on Operational remote sensing for sustainable development*, G.J.A. Nieuwenhuis, R.A. Vaughan, and M. Molenaar, Editors. 1998, A.A. Balkema, Rotterdam: Enschede. p. 445-452.
9. Mueller, J.L., C. Davis, R. Arnone, R. Frouin, K. Carder, Z.P. Lee, R.G. Steward, S. Hooker, C.D. Mobley, and S. McLean, Above-water radiance and remote sensing reflectance measurements and analysis protocols, in *Ocean Optics protocols for satellite ocean color sensor validation Revision 2*. 2000, National Aeronautical and Space Administration: Greenbelt, Maryland. p. 98-107.
10. Mobley, C.D., Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics*, 1999. **38**: p. 7442-7455.
11. Hooker, S.B. and G. Lazin, The SeaBOARR-99 Field Campaign. 2000, NASA: Greenbelt, Maryland. p. 46.
12. Fougnie, B., R. Frouin, P. Lecomte, and P.-Y. Deschamps, Reduction of skylight reflection effects in the above-water measurement of diffuse marine reflectance. *Applied Optics*, 1999. **38**(18): p. 3844-3856.
13. Doerffer, R., Protocols for the Validation of MERIS Water Products. 2002, GKSS/MERIS-ESL.
14. Steendijk, M. and W. Schreurs, Determination of the chlorophyll-*a* and *b* and pheophytin-*a* and *b* concentration in surface waters (salinity 10-35) with HPLC. 2002, RIKZ.
15. Tilstone, G. and G. Moore, eds. *REVAMP Regional Validation of MERIS Chlorophyll products in North Sea coastal waters: Protocols document*. 2002.
16. van der Linde, D.W., Protocol for the determination of total suspended matter in oceans and coastal zones. 1998, Joint Research Centre, Ispra.
17. Frouin, R., B. Holben, M. Miller, C. Pietras, E. Ainsworth, J. Porter, and K. Voss, Sun and sky radiance measurements and data analysis protocols, in *Ocean Optics Protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 2*, G.S. Fargion and J.S. Mueller, Editors. 2000, NASA. p. 108-124.
18. Schwindling, M., P.-Y. Deschamps, and R. Frouin, Verification of aerosol models for satellite ocean color remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, 1998. **103**(C11): p. 24919-24935.
19. Aiken, J. and G. Moore, MERIS Algorithm Theoretical Basis Document: Case 2 (S) bright pixel atmospheric correction. 1997, Plymouth Marine Laboratory. p. 14.
20. Doerffer, R. and H. Schiller, Pigment index, sediment and gelbstoff retrieval from directional water leaving radiance reflectance using inverse modelling technique. 1997, GKSS Forschungszentrum Geesthaacht. p. 83.

**ANNEXE 6. AEROSOL RETRIEVAL FROM MERIS AND GROUND-BASED RADIOMETERS IN THE GERMAN BIGHT, TURBID COASTAL WATERS**

## AEROSOL RETRIEVAL FROM MERIS AND GROUND-BASED RADIOMETERS IN THE GERMAN BIGHT, TURBID COASTAL WATERS

Irina Behnert<sup>(1)</sup>, Roland Doerffer<sup>(1)</sup>, Guislain Becu<sup>(2)</sup>, Pierre-Yves Deschamps<sup>(2)</sup>, Norman Fomferra<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Institute for Coastal Research, GKSS, Max-Planckstrasse 1, Geesthacht 21502-D, Germany, Email: behnert@gkss.de

<sup>(2)</sup> Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille I, Villeneuve d'Ascq 59655-F, France, Email: becug@loa.univ-lille1.fr

<sup>(3)</sup> Brockmann Consult, Geesthacht 21502-D, Germany, Email: norman.fomferra@brockmann-consult.de

### ABSTRACT/RESUME

Optical properties of aerosols vary with regions and seasons. Thus, radiative transfer simulations, which are used for the atmospheric correction of remotely sensed imagery of ocean surfaces, have to be based on a *regional aerosol climatology* [1]. Furthermore data of aerosol optical properties is used also for the global radiative budget and aerosol pollution, caused by biomass burning such as forest fires and by traffic. Data from coastal regions are collected with high temporal frequency by ground-based measurements like the AERONET network of sun-photometers from NASA [2] or by hand-held radiometers as Simbada-LOA, University Lille [3,4] but they contain only little spatial information. In contrast, ocean colour satellite sensors, as MERIS on Envisat, provide a high spatial information, but the data is limited generally to one sequence per day. Analysis and comparison of both data is presented.

### METHODS

Ground-based measurements from one 6-days cruise into the German Bight during the 2003 springtime (Fig.1.) and 3 transects between Cuxhaven and Helgoland Island, situated in the middle of the German Bight, were performed with the Simbada radiometer ([http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean\\_color/src/](http://www-loa.univ-lille1.fr/recherche/ocean_color/src/)). Automatic measurements of the aerosol optical properties on the Helgoland Island, situated in the middle of the German Bight, are obtained in the frame of AERONET by a CIMEL sun-photometer with a frequency of 15 minutes for cloudless days (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

MERIS level 2 aerosol products are: aerosol optical depth (AOD865) and epsilon coefficient which is the ratio between aerosol reflectance at 775 and 865nm. Eleven scenes from the summer 2003 (Fig.2.) are available for a comparison between MERIS level 2 aerosol products and ground-based radiometers data. Data is evaluated by using the BEAM2.2 free software, developed by Brockmann Consult (<http://envisat.esa.int/services/beam>). A special interest is to test the 24 flags for the retrieval of the aerosol products.

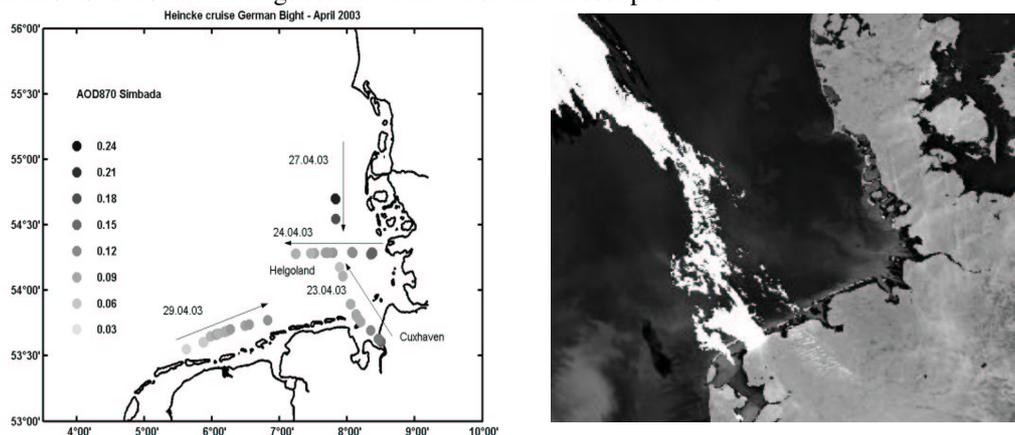


Fig.1. Heincke cruise in German Bight April 2003, Simbada radiometer data

Fig.2 MER\_RR2PNACR20030423\_100626\_00000090X-00423\_05988\_000.N1 - RGB image from 23.04.2003

MERIS level 2 aerosol products are calculated for Cuxhaven-Helgoland transects, considering the pixels which have not the PCD\_19 confidence flag for the aerosol type and optical thickness or cloud optical thickness. They are compared with simultaneous Simbada data as AOD870 and the alpha coefficient  $\alpha_{443\_670}$  (Fig.3., Fig.4.).

A mean value of AOD870 extracted from AERONET data, using a  $\pm 1$  hour time window from the Envisat overpass, is used for the comparison with the mean value of MERIS AOD865 for a region of interest (ROI). The

ROI is defined as an ellipse with a 30km radius around the island, from which the first 10 km around the land are subtracted from the scene in order to avoid the land pixels as well as shallow water effects.

Additional data as back-trajectories and chemical analysis are available for a further understanding of the aerosol emission sources in the case of unusual low and high values of MERIS AOD865.

## 1 RESULTS AND DISCUSSIONS

### 1.1. Cuxhaven-Helgoland Island transects

- The very low values of the aerosol optical thickness on the 15<sup>th</sup> July 2003, are caused by the arrival of air masses passing over Atlantic. This information is obtained from AERONET backward trajectories at 12 UTC (Fig.5).
- Cirrus are present during the 5<sup>th</sup> August 2003. They determine higher values of MERIS AOD865 than Simbada in situ measurements. Unfortunately, no cirrus flag is available for the filtering of this data.
- The day of 6<sup>th</sup> August 2003 is a perfect day for the validation; clear sky (or cloudless), no cirrus and no glint. The analysis of the transect values shows: MERIS AOD865 has higher values than Simbada AOD870 for the first 20km from the coast, near Cuxhaven town. This is due to the environment effects and the presence of high suspended sediment near Cuxhaven, where the river Elbe is flowing into the North Sea. Beginning with the 25th km offshore, Simbada AOD870 is matching the MERIS AOD865 data quite well.
- MERIS epsilon is about 1.1 for all three days and can't be correlated with the Angstrom coefficient  $\alpha$ , the spectral dependence of the aerosol optical depth calculated from Simbada data, which is constant over the whole transect with a value of about 1.6.

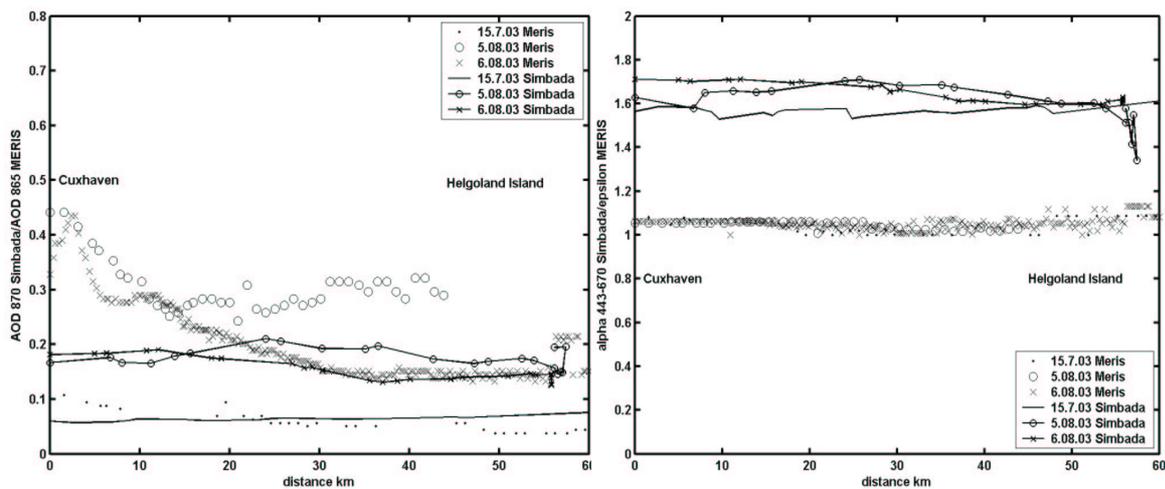


Fig.3. AOD870 Simbada compared with AOD865 MERIS (left)

Fig.4. Angstrom coefficient 443-670 Simbada compared with the epsilon MERIS (right)

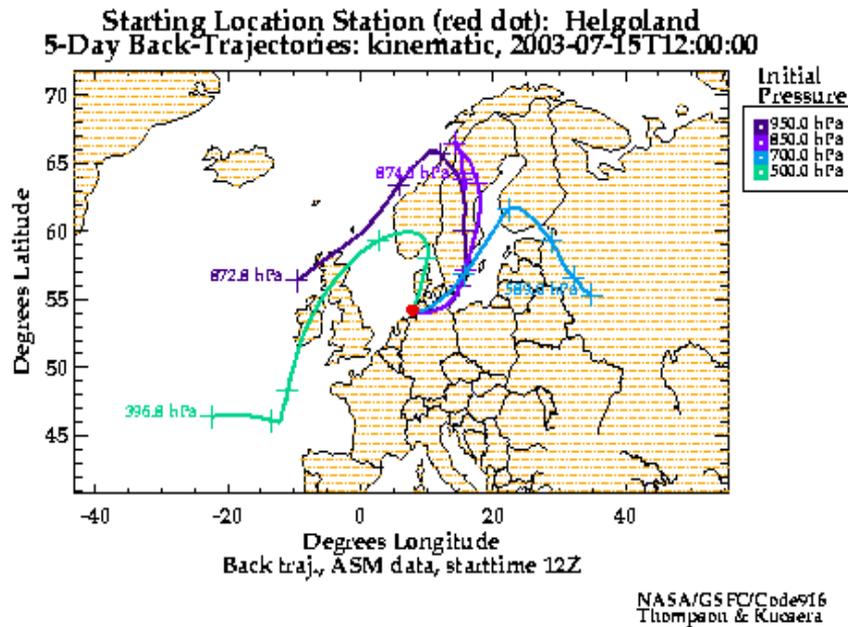


Fig.5. Back-trajectories from 15.07.2003. The 850 hPa pressure level corresponds to an altitudes of about 1.5 km which is the maximal height of the planetary boundary layer for this area.

## 2.2. AERONET Helgoland – MERIS

- (a) MERIS AOD865 is generally with a factor of 1.5 greater than the sun-photometer AERONET AOD870 (Fig.6). Two extreme high values of AOD870 greater than 0.3 are detected by the sun-photometer and MERIS sensor for the 12<sup>th</sup> August 2003 and 14<sup>th</sup> September 2003. The AERONET level 1.5 data (cloud-screened but quality not assured) shows a triplet variability for the AOD870 values about 0.7 at the matching time for both days. This indicates the presence of cirrus or thin clouds [5]. The cloud screening algorithm used by AERONET can not resolve such cases. The stable cirrus are detected also by the web camera installed near the sun-photometer for additional information about clouds.
- (b) MERIS Level2 flags have been selected as following: NOT Cloud AND NOT PCD1\_13 AND NOT PCD\_19 AND NOT Suspect AND CASE2\_S, because they produced the best results. The flag CASE2\_S is selected because it applies the atmospheric correction algorithm for the case 2 waters, which is appropriate for this situation. Two optional flags: ABSOA\_CONT and ABSOA\_DUST have been introduced for the coastal regions. In our opinion, they are too restrictive and the greatest part of pixels for this area are rejected if they are applied. They have not been used for the retrieval of aerosol optical properties in the coastal turbid waters. Data retrieved using different flags selection is compared in Table 1.

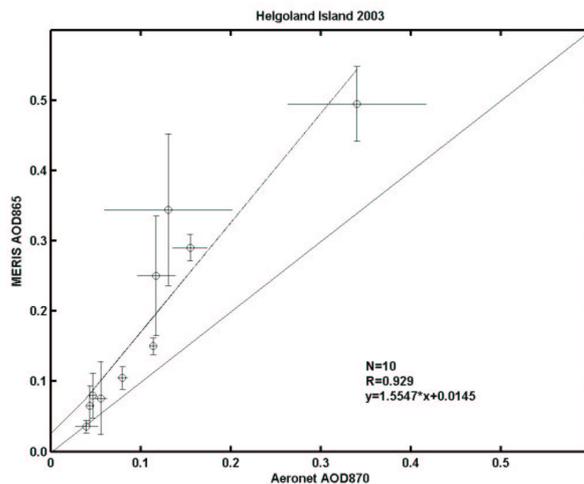


Fig.6. Simultaneous AERONET AOD870 and MERIS AOD865 data

**Table 1.** Comparison of AOD870 AERONET and AOD865 MERIS for different flags selection.

Mean values ( $\pm$ SD), n=8 for AERONET data and n=number of available pixels after the flags selection for MERIS level 2 data. With strong character is indicated the data chosen and represented in Fig.6.

Date	Aeronet $\pm$ 1 hour	MERIS <i>flags(a)</i>	MERIS <i>flags(b)</i>	MERIS <i>flags(c)</i>	MERIS <i>flags(d)</i>
23.04.2003	<b>0.0799</b> ( $\pm$ 0.005)	<b>0.1055</b> ( $\pm$ 0.016)	0.1027( $\pm$ 0.015)	No pixels	0.1027 ( $\pm$ 0.015)
26.06.2003	<b>0.0468</b> ( $\pm$ 0.003)	<b>0.0897</b> ( $\pm$ 0.032)	0.0803( $\pm$ 0.026)	0.3208 ( $\pm$ 0.19)	0.0865( $\pm$ 0.066)
14.07.2003	<b>0.0438</b> ( $\pm$ 0.004)	<b>0.0652</b> ( $\pm$ 0.029)	No pixels	No pixels	0.0514 ( $\pm$ 0.036)
05.08.2003	<b>0.1549</b> ( $\pm$ 0.018 )	<b>0.2951</b> ( $\pm$ 0.019)	0.2783( $\pm$ 0.029)	No pixels	0.2574 ( $\pm$ 0.034)
06.08.2003	<b>0.1137</b> ( $\pm$ 0.003)	<b>0.1507</b> ( $\pm$ 0.012)	-2.660( $\pm$ 0.106)	No pixels	-2.6608( $\pm$ 0.106)
10.08.2003	<b>0.0397</b> ( $\pm$ 0.012)	<b>0.0369</b> ( $\pm$ 0.009)	0.0461( $\pm$ 0.022)	No pixels	0.0209 ( $\pm$ 0.029)
12.08.2003	<b>0.3404</b> ( $\pm$ 0.076)	<b>0.4953</b> ( $\pm$ 0.053)	0.5566( $\pm$ 0.209)	No pixels	0.5891( $\pm$ 0.273)
25.08.2003	<b>0.0564</b> ( $\pm$ 0.006)	<b>0.0769</b> ( $\pm$ 0.052)	0.1059( $\pm$ 0.155)	0.3806( $\pm$ 0.358)	0.182( $\pm$ 0.337)
14.09.2003	<b>0.1306</b> ( $\pm$ 0.07)	<b>0.3449</b> ( $\pm$ 0.108)	0.4760( $\pm$ 0.203)	0.6115( $\pm$ 0.219)	0.263( $\pm$ 0.286)
16.09.2003	<b>0.1174</b> ( $\pm$ 0.02)	<b>0.2507</b> ( $\pm$ 0.085)	0.3118( $\pm$ 0.191)	0.6082( $\pm$ 0.244)	0.312( $\pm$ 0.199)

*flags(a)*: NOT CLOUD AND NOT PCD1\_13 AND NOT PCD\_19 AND NOT SUSPECT AND CASE2\_S,

*flags(b)*: NOT CLOUD AND NOT PCD1\_13 AND NOT PCD\_19 AND NOT SUSPECT

*flags(c)*: NOT CLOUD AND NOT PCD1\_13 AND NOT PCD\_19 AND NOT SUSPECT AND NOT ABSOA\_CONT AND NOT ABSOA\_DUST and *flags(d)*: NOT CLOUD

A better match-up between Simbada radiometer data and MERIS level 2 products, than between AERONET level1.5 and MERIS level 2 data is noticed. The two radiometers have a different field of view (FOV). Aerosol extinction data is processed and corrected in different ways, that could produce different results (see Table 2). Future parallel measurements between the two radiometers will be performed on the Helgoland Island in 2004.

Table 2. Characteristics of the two radiometers.

	FOV	Dark current	Ozone data	Pressure local data	Total uncertainty
Simbada	3°	yes	TOMS	yes	0.01
CIMEL	1.2°	no	TOMS	approximated	0.01 – 0.02

### 3 CONCLUSIONS

The atmospheric correction algorithm, described into the ATBD 2.7. [1], was recently improved by the introduction of the *blue aerosol* model. The *blue aerosols* are characterised by an Angstrom coefficient for the 440-870nm spectral region greater than 3. This high spectral dependence of the aerosol optical thickness results from Mie calculations for soot particle characterised by a lognormal distribution with a radius about 0.0118 $\mu$ m and the black carbon indice of refraction is assumed to be 1.95 – 0.66i [6]. During INCA project, North hemisphere - Scotland [7], ultrafine (>0.005 $\mu$ m particle diameter) and Aitken (>0.014 $\mu$ m particle diameter) have been detected into the upper troposphere. They could be related to the local emission sources as well as to aircraft particles and gaseous emissions.

For the moment only one scene from 23.04.2003 from the German Bight was reprocessed using this improved algorithm. A better match-up of the level 2 MERIS aerosol products and the radiometers data is expected. The available data is still not sufficient for any further interpretation.

### 4 ACKNOWLEDGMENTS:

This work was partly founded by the European Commission under the contract number EVG1-CT-2000-00034 (NAOC, Neural Network Algorithms for Ocean Color).

We would like to thank ESA and ACRI for the production and distribution of the used Level2 MERIS data. Moreover we appreciate the free availability of the software package BEAM (Version 2.2) for the retrieval of the level 2 MERIS products.

Thanks to Tom L. Kucsera and Anne M. Thompson at NASA/Goddard for back-trajectories available at the [aeronet.gsfc.nasa.gov](http://aeronet.gsfc.nasa.gov) website.

Thanks to Peter Kipp and Firma Jebo for establishing and maintaining the Helgoland AERONET sun-photometer site.

## 5 REFERENCES:

1. David A. and Morel A., *ATBD 2.7 Atmospheric correction over the ocean (Case 1 waters)*, 2000.
2. Holben B.N., et al. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1-16, 1998.
3. Fargion, G. and Mueller J.L, *Ocean Optics Protocols for satellite ocean color sensor validation*, NASA/TM-2000-209966, p.45-56, 2000.
4. Bécu G. and Deschamps P.Y, *CAL/VAL of Meris ocean color data products (A.O. ID591) – Progress Report*, ESTEC contract-15924/02/NL/SF, 2002.
5. Smirnov A., et al. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database, *Rem.Sens.Env.*, 73, 337-349, 2000.
6. Kusmierczyk-Michulec J., et al. Aerosol composition and related optical properties in the marine boundary layer over the Baltic Sea, *Aerosol Science* 32, 940-941, 2001.
7. Minikin A., et al. Aircraft observation of the upper tropospheric fine particle aerosol in the Northern and Southern Hemispheres at midlatitudes, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, NO. 10, 1503, doi:10.1029/2002GL016458, 2003.

**BIBLIOGRAPHIE**

- [Arrhenius, 1896] Arrhenius, S., 1896, *On the influence of carbonic acid in the air on the temperature of the ground*, Philos. Mag., Vol. 41, pp. 237-276.
- [Austin, 1974] Austin, R. W., 1974, *The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface*, Optical Aspects of Oceanography, N. G. Jerlov and E. S. Nielsen, eds. Academic, San Diego, California, pp. 317-344.
- [Brown et Yoder, 1994] Brown, C. W., and J. A. Yoder, 1994, *Coccolithophorid blooms in the global ocean*, J. of Geophys. Res., Vol. 99, pp. 7467-7482.
- [d'Almeida et al., 1991] d'Almeida, G. A., P. Koepke, and E. P. Shettle, 1991, *Atmospheric aerosols. Global climatology and radiative characteristics*, A. Deepack Publ., Hampton, Virginia, USA, 420 pp.
- [Clark et al., 1997] Clark, D. K., H. R. Gordon, K. J. Voss, Y. Ge, W. Broenkow, and C. Trees, 1997, *Validation of atmospheric correction over the oceans*, J. of Geophys. Res., Vol. 102, pp. 17209-17217.
- [Cox et Munck, 1954] Cox, C., and W. Munck, 1954, *Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter*, J. of Opt. Soc. Am., Vol. 44, pp. 11838-11850.
- [Deschamps et al., 1983] Deschamps, P.-Y., M. Herman, and D. Tanré, 1983, *Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color*, Applied Optics, Vol. 22, No. 23, pp. 3751-3758.
- [Deschamps et al., 1994] Deschamps, P.-Y., F.-M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C. Buriez, and G. Sèze, 1994, *The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 32, pp. 3598-3615.
- [Deschamps et al., 2004] Deschamps, P.-Y., Fougnie, B., Frouin, R., Lecomte, P., and Verwaerde, C., 2004, *SIMBAD: a field radiometer for ocean color validation*, accepté pour publication dans Applied Optics
- [Deuzé et al., 1989] Deuzé, J.-L., M. Herman, and R. Santer, 1989, *Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system*, J. of Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, Vol. 41, No. 6, pp. 483-494.
- [Fougnie et Deschamps, 1997] Fougnie, B., and P.-Y. Deschamps, 1997, *Observation et modélisation de la signature spectrale de l'écume de mer*, in Proc. 7<sup>th</sup> Int. Coll. on "Physical Measurements and Signature in Remote Sensing", April 7-11, Courchevel, France, Vol. 1, pp. 227-234.

- [Fougnie, 1998] Fougnie, B., 1998, *Contribution à l'observation de la couleur de l'océan à partir du capteur spatial POLDER*, Thèse, Université des Sciences et Technologies de Lille, France, no. 2342, pp. 208.
- [Fougnie et al., 1999 (a)] Fougnie, B., R. Frouin, P. Lecomte, and P.-Y. Deschamps, 1999, *Reduction of skylight reflection effects in the above-water measurement of diffuse marine reflectance*, Applied Optics, Vol. 38, No. 18, pp. 3844-3856.
- [Fougnie et al., 1999 (b)] Fougnie, B., P.-Y. Deschamps, and R. Frouin, 1999, *Vicarious calibration of the POLDER ocean color spectral bands using in situ measurements*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 37, No. 3, pp. 1567-1574.
- [Gordon et Morel, 1983] Gordon, H. R., and A. Morel, 1983, *Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery*, in Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, R. T. Barber, C. N. K. Mooers, M. J. Bowman, and B. Zeitzschel, eds., Springer-Verlag, Berlin, Vol. 4.
- [Gordon et al., 1988(a)] Gordon, H. R., J. W. Brown, and R. H. Evans, 1988, *Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner*, Applied Optics, Vol. 27, No. 5, pp. 862-871.
- [Gordon et al., 1988(b)] Gordon, H. R., O. B. Brown, R. H. Evans, J. W. Brown, R. C. Smith, K. S. Baker, and D. C. Clark, 1988, *A semianalytic radiance model of ocean color*, J. of Geophys. Res., Vol. 93, pp. 10909-10924.
- [Gordon, 1990] H. R. Gordon, 1990, *Radiometric considerations for ocean color remote sensors*, Applied Optics, Vol. No 22, pp. 3228-3236.
- [Gordon et Ding, 1992] Gordon, H. R., and K. Ding, 1992, *Self-shading of in-water optical instruments*, Limnology and Oceanography, Vol. 37, pp. 491-500.
- [Gordon et Wang, 1994] Gordon, H. R., and M. Wang, 1994, *Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : a preliminary algorithm*, Applied Optics, Vol. 33, No. 3, pp. 443-452.
- [Gordon, 1997] Gordon, H. R., 1997, *Atmospheric correction of ocean-color imagery in the Earth Observing System era*, J. of Geophys. Res., Vol. 102, pp. 17081-17106.
- [Hale et Query, 1973] Hale, G., and M. Query, 1973, *Optical Constants of Water in the 200-nm to 200- $\mu$ m Wavelength Region*, Applied Optics, Vol. 12, pp. 3555-3563
- [Hooker et Esaias, 1993] Hooker, S. B., and W. E. Esaias, 1993, *An overview of the SeaWiFS project*, EOS Trans., AGU, Vol. 74, No. 241, pp. 245-246.

- [Hooker et al., 2002] Hooker, S. B., G. Lazin, G. Zibordi, and S. Mac Clean, 2002a, *An evaluation of above- and in-water methods for determining water-leaving radiances*, J. Atmos. Oceanic. Technol., Vol. 19, pp. 486-515.
- [Hooker et Morel, 2003] Hooker, S. B., and A. Morel, 2003, *Platform and environmental effects on above-water determinations of water-leaving radiances*, J. Atmos. Oceanic. Technol., Vol. 20, pp. 187-205.
- [Hovis et al., 1980] Hovis, W. A., D. K. Clark, F. Anderson, R. W. Austin, W. H. Wilson, E. T. Baker, D. Ball, H. R. Gordon, J. L. Mueller, S. Y. El Sayed, B. Sturm, R. C. Wrigley, and C. S. Yentsch, 1980, *Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: system description and initial imagery*, Science, Vol. 210, pp. 60-63.
- [Hovis et Knoll, 1983] Hovis, W. A., and J. S. Knoll, 1983, *Characteristics of an internally illuminated calibration sphere*, Applied Optics, Vol. 22, pp. 244004-244007.
- [IAPWS 5C, 1997] IAPWS 5C, 1997, *Release on refractive index of ordinary water substance as a function of wavelength, temperature and pressure*, published by International Association for the Properties of Water and Steam (IAPWS).
- [Ivanoff, 1974] Ivanoff, A., 1974, *Polarization measurements in the sea*, Chapter 8 in Optical aspects of oceanography, edited by N. G. Jerlov, and E. S. Nielsen, Academic Press, New-York, pp. 1-24.
- [Kasten et Young, 1989] Kasten, F., and A. T. Young, 1989, *Revised optical air mass tables and approximation formula*, Applied Optics, Vol. 28, pp. 24735-24738.
- [Keating et al., 1989] Keating, G. M., M. C. Pitts, and D. F. Young, 1989, *Ozone reference models for middle atmosphere (New CIR4)*, Handbook for MAP, Vol. 31, G. M. Keating ed., SCOSTEP, pp. 1-36.
- [Kou et al., 1993] Kou, L., D. Labrie, and P. Chylek, 1993, *Refractive Indices of water and ice in the 0.65 - to 2.5 -  $\mu\text{m}$  spectral range*, Applied Optics, Vol. 32, No. 19, pp. 3531-?
- [Lee et al., 1997(a)] Lee, Z. P., K. L. Carder, R. G. Steward, T. G. Peacock, C. O. Davis, and J. L. Mueller, 1997 (a), *Remote sensing reflectance and inherent optical properties of oceanic waters derived from above-water measurements*, in Ocean Optics XIII, edited by Steven G. Ackleson and Robert Frouin, SPIE#2963, pp. 160-166.
- [Lenoble, 1993] Lenoble, J., 1993, *Atmospheric radiative transfer*, A. Deepack Publ., Hampton, Virginia, USA, 532 pp.
- [Lynch et Livingston, 1995] Lynch, D. K., and W. Livingston, 1995 (1<sup>st</sup> ed.) and 2001 (2<sup>nd</sup> ed.), *Color and light in nature*, Cambridge University Press, ISBN 0 521 77504 3.

- [Meister et al., 2001] Meister, G., P. Abel, R. Barnes, J. Cooper, C. Davis, M. Godin, D. Goebel, G. Fargion, R. Frouin, D. Korwan, R. Maffione, C. McClain, S. McClean, D. Menzies, A. Poteau, J. Robertson, and J. Sherman, *The first SIMBIOS radiometric intercomparison (SIMRIC-1)*, April - September 2001, NASA Tech. Memo. 2002-210006, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., 2002, 60p.
- [Meister et al., 2003] Meister, G., P. Abel, R. Barnes, J. Cooper, C. Davis, G. Fargion, R. Frouin, M. Godin, D. Korwan, R. Maffione, C. McClain, S. McLean, D. Menzies, A. Poteau, J. Robertson, and J. Sherman, 2003, *Comparison of spectral radiance calibrations at oceanographic and atmospheric research laboratories*, Metrologia, Vol. 40, pp. S93-S96.
- [Mitchell, 1989] Mitchell, J. F. B., 1989, *The "greenhouse" effect and climate change*, Reviews of Geophysics, Vol. 29, No. 1, pp. 115-139.
- [Mobley, 1999] Mobley, C. D., 1999, *Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements*, Applied Optics, Vol. 38, pp. 7442-7455.
- [Morel et Prieur, 1977] Morel, A., and L. Prieur, 1977, *Analysis of variations in ocean color*, Limn. and Ocean., Vol. 22, No. 4, pp. 709-722.
- [Morel, 1980] Morel, A., 1980, *In-water and remote measurements of ocean color*, Boundary Layer Meteorology, Vol. 18, pp. 177-201.
- [Morel, 1988] Morel, A., 1988, *Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters)*, J. of Geophys. Res., Vol. 93, No. C9, pp. 10749-10768.
- [Morel et Gentili, 1993] Morel, A., and L. Gentili, 1993, *Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects*, Applied Optics, Vol. 32, No. 33, pp. 6864-6872.
- [Morel et Antoine, 1994] Morel, A., and D. Antoine, 1994, *Heating rate within the Upper Ocean in Relation to Its Bio-Optical State*, J. Phys. Ocean. , Vol. 24, pp. 1652-1665.
- [Morel et Maritorena, 2001] Morel, A., and S. Maritorena, 2001, *Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal*, J. of Geophys. Res., Vol. 106, No. C4, pp. 7763-7780.
- [Morel et Mueller, 2002] Morel, A., and J. L. Mueller, 2002, *Normalized water-leaving radiance and remote sensing reflectance: Bidirectional reflectance and others factors*, in "Ocean Optics Protocols for Satellite ocean color sensor validation", J. L. Mueller and G. S. Fargion, Eds., NASA Tech., Memo. 2002-210004/Rev3/Vol.2, pp. 183-210.
- [Nakajima et al., 1999] Nakajima, T., A. Higurashi, K. Aoki, T. Endoh, H. Fukushima, M. Toratani, Y. Mitomi, B. G. Mitchell, and R. Frouin, 1999, *Early phase emphasis of OCTS radiance data for Aerosol remote sensing*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 37, pp. 1575-1585.

- [Neckel et Labs, 1984] Neckel, H., and D. Labs, 1984, *The solar radiation between 3300 and 12500 Å*, Sol. Phys., Vol. 90, pp. 205-258.
- [Nicolas et al., 2003] Nicolas, J.-M., P.-Y. Deschamps, and G. Bécu, 2004, *MERIS in-flight vicarious radiometric calibration using SIMBADA in-situ radiometric measurements*, in proceedings of MERIS and AATSR Validation Team (MAVT) Workshop, Frascati, Italy, October 20-24, 2003.
- [O'Reilly et al., 2000] O'Reilly, J. E., S. Maritorena, D. Siegel, M. C. O'Brien, D. Toole, B. G. Mitchell, M. Kahru, F. P. Chavez, P. Strutton, G. Cota, S. B. Hooker, C. R. McClain, K. L. Carder, F. Muller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. F. Moore, J. Aiken, K. R. Arrigo, R. Letelier, M. and Culver, 2000, *Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4*, In: SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, edited by Hooker, S.B and Firestone, E.R., Vol. 11, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD. pp.9-23.
- [Palmer et Williams, 1977] Palmer, K. F., and D. Williams, 1977, *Optical properties of water in the near infrared*, J. Opt. Soc. America, Vol. 64, No. 8, pp. 1107-1110.
- [Paltridge et Platt, 1977] Paltridge, G. W., and C. M. R. Platt, 1977, *Radiative process in meteorology and climatology*, Development in Atmospheric Science, Elsevier Sci. Pub. Co. New York, N. Y. 10017.
- [Pope et Fry, 1997] Pope, R. M., and E. S. Fry, 1997, *Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements*, Applied Optics, Vol. 36, pp. 8710-8723.
- [Preisendorfer, 1961] Preisendorfer, R. W., 1961, *Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea*, Monogr. Int. Union Geod. Geophysics Paris 10, pp. 11-30.
- [Prieur et Morel, 1975] Prieur, L., et A. Morel, 1975, *Relations théoriques entre le facteur de réflexion diffuse de l'eau de mer à diverses profondeurs et les caractéristiques optiques (absorption, diffusion)*, IAPSO-IGGU XVI general assembly (Grenoble).
- [Rast et Bézy, 1995] Rast, M., and J.-L. Bézy, 1995, *The ESA medium resolution imaging spectrometer (MERIS): Requirements to its mission and performance of its system*, Remote Sensing in Action, Proceedings of the 21<sup>st</sup> Annual Conference of the Remote Sensing Society, 11-14 September 1995, edited Curran and Robertson, pp. 125-132, Univ. Of Southampton, England.
- [Ruddick et al., 2000] Ruddick, K. G., F. Ovidio, and M. Rijkeboer, 2000, *Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters*, Applied Optics, Vol. 39, No. 6, pp. 897-?.
- [Salomonson et al., 1989] Salomonson, V. V., W. L. Barnes, P. W. Maymon, H. E. Montgomery, and H. Ostrow, 1989, *MODIS: Advanced Facility Instrument for Studies of the Earth as a system*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 27, pp. 2145-2153.

- [Schwindling et al., 1998] Schwindling, M., P.-Y. Deschamps, and R. Frouin, 1998, *Validation of aerosol models for satellite ocean color remote sensing*, J. Geophys. Res., Vol. 103, pp. 24919-24936.
- [Segelstein, 1981] Segelstein, D., 1981, *The Complex Refractive Index of Water*, M.S. Thesis, University of Missouri--Kansas City
- [Shettle et Fenn, 1979] Shettle, E. P., and R. W. Fenn, 1979, *Models for aerosols of the lower atmosphere and effects on humidity variations on their optical properties*, Rep. AFGL-TR-79-0214, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force base, Mass.
- [Sogandares et Fry, 1997] Sogandares, F. M., and E. S. Fry, 1997, *Absorption spectrum of pure water. I. Photothermal measurements*, Applied Optics, Vol. 36, No. 33, pp. 8699-8709.
- [Tanré et al., 1979] Tanré D., M. Herman, P.-Y. Deschamps, and A. de Leffe, 1979,, Applied Optics, Vol. 18, No. 21, pp. 3587-3594.
- [Volz, 1959] Volz, E. F., 1959, *Photometer mit selen-photoelement zur spektralen messung der Sonnenstrahlung und zur bestimmung der wellenlangenabhängigkeit der dunsttrübung (in German)*, Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol., Vol. B10, pp. 100-131.
- [Werdell et al. 2002] Werdell, P. J., S. W. Bailey, G. S. Fargion, C. Pietras, K. D. Knobelspiesse, G. C. Feldman, and C. R. McClain, 2003, *Unique data repository facilitates ocean color satellite validation*, EOS Trans. AGU , Vol. 84 , No. 38, p.377.
- [Werdell et al., 2003(a)] Werdell, P. J., and S. W. Bailey, 2002, *The SeaWiFS Bio-optical Archive and Storage System (SeaBASS): Current architecture and implementation*, NASA Tech. Memo. 2002-211617 , G. S. Fargion and C. R. McClain, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 45 pp.
- [Werdell et al., 2003(b)] Werdell, P. J., S. W. Bailey, G. S. Fargion, C. Pietras, K.D. Knobelspierre, G. C. Feldman, and C. R. McClain, 2003, *Unique data repository facilitates ocean color satellite validation*, Eos, Transactions, AGU, Vol. 84, No. 32, pp. 379-385.
- [WMO, 1986] World Meteorological Organization, 1986, *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation*, World Meteorological Organization, WCP-112 and WMO/TD No. 24, 53 pp.
- [Zibordi et al., 2002] Zibordi, G., S. B. Hooker, J.-F. Berthon and D. D'Alimonte, 2002, *Autonomous above-water radiance measurements from an offshore platform: a field assessment experiment*, J. Atmos. Oceanic. Technol., Vol. 19, pp. 808-819.

## LISTE DES NOTATIONS

symbole	signification	unité
$\lambda$	longueur d'onde	nm
$z$	Altitude	m
<i>TOA</i>	hors atmosphère ( <i>Top Of Atmosphere</i> )	-
$\theta_s$	angle zénithal solaire peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	°
$\theta_v$	angle zénithal de visée peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	°
$\varphi_s$	angle azimutal solaire peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	°
$\varphi_v$	angle azimutal de visée peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	°
$\varphi$	angle azimutal relatif entre les directions solaire et de visée peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	°
$d\omega$	angle solide élémentaire peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	sr
$i_B$	angle de Brewster	°
$\Omega_{fov}$	angle solide de champ de vue de l'appareil	sr
$\mu_s$	cosinus de l'angle zénithal solaire peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	-
$\mu_v$	cosinus de l'angle zénithal de visée peut être indicé ' (en-dessous de la surface)	-
$Q^{(1)}$	énergie véhiculée par une onde électromagnétique	J.nm <sup>-1</sup>
$\Phi^{(1)}$	flux d'une onde électromagnétique	W.nm <sup>-1</sup>
$F^{(1)}$	densité de flux d'une onde électromagnétique	W.m <sup>2</sup> .nm <sup>-1</sup>
$E^{(1)}$	Eclairement peut être indicé o (hors atmosphère), s (solaire), dir (direct), dif (diffus), u (remontant), d (descendant), + (au-dessus de la surface), - (en-dessous de la surface)	W.m <sup>2</sup> .nm <sup>-1</sup>
$L^{(1)}$	luminance associée à une onde électromagnétique peut être indicé w (marine), u (remontante), sky (du ciel), + (au-dessus de la surface), - (en-dessous de la surface)	W.m <sup>2</sup> .sr <sup>-1</sup> .nm <sup>-1</sup>
$\rho^{(1)}$	réflectance bidirectionnelle peut être indicée w (marine) sky (ciel réfléchi), raw (brute), // (polarisée verticalement), g (glitter), e (écume)	-

<sup>(1)</sup> le plus souvent, pour plus de clarté, l'indice spectral est omis pour les grandeurs monochromatiques.

$R$	rapport des éclairagements sous-marins	-
$k_{R \rightarrow \rho}$	coefficient de passage entre rapport des éclairagements juste sous la surface et réflectance marine juste au-dessus de la surface	-
$\zeta$	taux de polarisation verticale de la réflectance marine	-
$f(\Theta)$	fonction de diffusion	$m^{-1}.sr^{-1}$
$p(\Theta)$	fonction de phase	-
$[Chl]$	concentration en pigments chlorophylliens	$mg.m^{-3}$
$R_{\lambda_1, \lambda_2}$	Logarithme <sub>10</sub> du rapport des réflectances aux longueurs d'onde $\lambda_1$ et $\lambda_2$	-
$\overline{\rho}_F$	coefficient de Fresnel pour la réflexion de l'éclairement descendant sur l'interface air/mer	-
$\overline{r}_F$	coefficient de Fresnel pour la réflexion de l'éclairement remontant sur l'interface air/mer	-
$\rho_F$	coefficient de Fresnel pour la réflexion de la luminance remontante sur l'interface air/mer	-
$n$	indice de réfraction peut être indicé w (marin), air (atmosphérique)	-
$c$	coefficient d'extinction peut être indicé m (moléculaire), p (particulaire)	$m^{-1}$
$b$	coefficient de diffusion peut être indicé m (molécules), p (particules d'aérosols), b (rétrodiffusion)	$m^{-1}$
$\omega_0$	albédo pour une diffusion	-
$a$	coefficient d'absorption peut être indicé m (moléculaire), p (particulaire) w (marin), O <sub>3</sub> (de l'ozone)	$m^{-1}$
$\tau$	épaisseur optique peut être indicée m (moléculaire), p (particulaire), atm (atmosphérique), tot (totale)	-
$\alpha$	coefficient d'Angström	-
$AI$	indice d'aérosols ( <i>Aerosol Index</i> ), défini par le produit de l'épaisseur optique (à 870 nm) et du coefficient d'Angström	-
$t$	transmission peut être indicée m (moléculaire), p (particulaire), tot (totale), dif (diffuse), dir (directe), i (relative au canal i)	-
$q_{O_3}$	quantité d'ozone	Db
$m(\theta_s)$	masse d'air	-

$d$	distance Terre Soleil peut être indiquée 0 (distance Terre Soleil moyenne)	km
$K$	coefficient d'étalonnage peut être indicé high (gain fort), low (gain faible), sun (solaire)	$W.m^2.sr^{-1}.nm^{-1}.c.n.^{-1}$ ou $W.m^2.nm^{-1}.c.n.^{-1}$
$CN$	comptes numériques peut être indicé low (gain faible), high (gain fort), 0 (hors atmosphère)	c.n.
$r_i^{sun, sph}$	rapport des coefficients d'étalonnage en modes gain fort estimés d'une part sur une source solaire et d'autre part sur une source photométrique	-
$g_{elec}$	rapport des valeurs des résistances du gain faible et du gain fort	-
$\overline{X}$	grandeur radiométrique $X$ vue à travers un des filtres du SIMBADA (convoluée par la fonction de transmission du filtre)	selon $X$

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1-1.</b> Spectre du rapport d'éclairements, $R(\lambda)$ , pour diverses concentrations en pigments chlorophylliens, variant de $0.03 \text{ mg.m}^{-3}$ (courbe n°1) à $30 \text{ mg.m}^{-3}$ (courbe n°7) [Morel, 1988].	6
<b>Figure 1-2.</b> La circulation thermohaline : formation d'eau profonde en Mer de Norvège (tiré de <a href="http://www.rac-f.org/article.php3?id_article=303">http://www.rac-f.org/article.php3?id_article=303</a> ).	10
<b>Figure 2-1.</b> Définition des angles zénithaux et azimutaux de la direction solaire et de la direction de visée.	18
<b>Figure 2-2.</b> Variation de la luminance $L(x)$ d'une onde lors de la traversée d'une couche d'épaisseur $\Delta x$	21
<b>Figure 2-3.</b> Composition du signal détecté par un capteur spatial.	24
<b>Figure 3-1.</b> Spectre de la transmission atmosphérique. (tiré de <a href="http://www.eumetsat.de/fr/area2/cgms/im2-12.htm">http://www.eumetsat.de/fr/area2/cgms/im2-12.htm</a> ).	26
<b>Figure 3-2.</b> Simulation de la contribution de la diffusion des aérosols et molécules atmosphériques, ainsi que de la rétrodiffusion marine (en termes de réflectance) dans les canaux MERIS 443 et 560 nm, au-dessus des eaux du cas I, à une latitude de $30^\circ$ Nord, pour le mois de mars, pour un modèle d'aérosols marins d'épaisseur optique 0.2, et pour une concentration en chlorophylle de $0.03 \text{ mg.m}^{-3}$ [Nicolas et al., 2003]. L'axe des abscisses représente le numéro du pixel selon un axe orthogonal à la direction de défilement du satellite, correspondant à différents angles de diffusion.	27
<b>Figure 4-1.</b> Le radiomètre optique SIMBADA. 1 : capot opaque pour la mesure du courant d'obscurité. 2 : bouton poussoir de navigation dans le menu. 3 : bouton poussoir de sélection. 4 : antenne GPS. 5 : hublot avec réticule pour la visée du Soleil. 6 : écran LCD (2 lignes x 16 caractères) d'affichage du menu.	36
<b>Figure 4-2.</b> Les canaux du SIMBADA : agencement en façade de l'instrument et représentation spectrale de leurs transmissions normalisées à 1.	37
<b>Figure 4-3.</b> Progression des écarts type $\sigma_j(\Delta y_i)$ .	45
<b>Figure 4-4.</b> Exemple de graphe issu d'un étalonnage gain faible par la méthode de Bouguer-Langley du SIMBADA #01 réalisé le 05 octobre 2002.	53
<b>Figure 4-5.</b> Estimation du vieillissement du canal à 750 nm du SIMBADA#06 par régression linéaire des valeurs de $\ln(CN_{low,750}^0)$ estimées à chaque étalonnage en fonction de la date. Les barres d'erreur (qui ne sont pas à l'échelle car trop petites) reflètent la stabilité de l'atmosphère durant l'étalonnage (erreur sur l'ordonnée à l'origine) et sont utilisées pour pondérer la régression.	55
<b>Figure 4-6.</b> Variation spectrale des rapports $r_i^{sun, sph}$ de chaque instrument (sauf les SIMBADA#09, #10 et #20). La courbe noire montre l'évolution moyenne (plus ou moins l'écart type).	60
<b>Figure 4-7.</b> Localisation de l'ensemble des mesures réalisées avec le réseau de radiomètres SIMBADA, depuis le début de son opération.	62
<b>Figure 5-1.</b> Localisation des campagnes BOUSSOLE en Mer Ligure.	67
<b>Figure 5-2.</b> Comparaison des éclairements descendants mesurés au-dessus de la surface par le SIMBADA et le SPMR à 410 nm. Sur le graphique de gauche, on voit l'évolution des éclairements descendants mesurés par le SIMBADA (en bleu) et par le SMSR (en rouge) en fonction de l'angle zénithal solaire. Sur le graphique de droite, les éclairements SIMBADA sont reportés en fonction des éclairements SMSR. La pente de la droite de régression, le biais et le RMS de l'écart entre les instruments ainsi que le nombre de points sont indiqués dans la zone de graphique.	70
<b>Figure 5-3.</b> idem figure 5-2, mais à 443 nm.	70

<b>Figure 5-4.</b> idem figure 5-2, mais à 490 nm.....	70
<b>Figure 5-5.</b> idem figure 5-2, mais à 510 nm.....	71
<b>Figure 5-6.</b> idem figure 5-2, mais à 560 nm.....	71
<b>Figure 5-7.</b> idem figure 5-2, mais à 620 nm.....	71
<b>Figure 5-8.</b> idem figure 5-2, mais à 670 nm.....	72
<b>Figure 5-9.</b> Variation spectrale du rapport des éclaircissements descendants mesurés par le SPMR/SMSR et par le SIMBADA respectivement, pour un jeu de données restreint, correspondant à des conditions atmosphériques idéales.....	73
<b>Figure 5-10.</b> Evolution spectrale du rapport des coefficients d'étalonnage en mode gain fort du SIMBADA, obtenus sur une source photométrique et sur une source solaire respectivement. Cette figure est réalisée avec les mêmes instruments qui ont servi à la figure 5-9. ....	74
<b>Figure 5-11.</b> Mesures réalisées lors de la campagne BOUSSOLE#01 : Les graphiques de gauche représentent, pour chaque canal commun aux deux instruments, les réflectances marines mesurées par le SIMBADA en fonction de l'angle zénithal solaire, ainsi qu'une régression linéaire (la croix noire indiquant la valeur régressée à un angle solaire de 45°). Les graphiques centraux sont similaires aux graphiques de gauche, mais représentent les rapports d'éclaircissements mesurés par le SPMR. Enfin, les graphiques de droite représentent les mesures des deux instruments normalisées chacune par leurs valeurs régressées à un angle solaire de 45°, ainsi qu'une régression linéaire. ....	75
<b>Figure 5-12.</b> idem figure 5-11, mais pour la campagne BOUSSOLE#13. Remarquons que pour le SIMBADA ayant réalisé cette campagne, les canaux à 410 et 443 nm sont considérés comme des canaux instables, et les réflectances ne sont donc pas disponibles.....	76
<b>Figure 5-13.</b> idem figure 5-11, mais pour la campagne BOUSSOLE#24.....	77
<b>Figure 5-14.</b> Graphique de gauche : comparaison, toutes longueurs d'onde confondues, des réflectances marines mesurées juste au-dessus de la surface par le SIMBADA, $\rho_w^+(\text{SIMBADA})$ (en ordonnées), et des rapports d'éclaircissements mesurés par le SPMR juste sous la surface, puis propagés à travers celle-ci et exprimés en termes de réflectances marines, $\rho_w^+(\text{SPMR})$ (en abscisses). Graphique de droite : même chose, mais en agrandi dans la zone des faibles réflectances. ....	78
<b>Figure 5-15.</b> Evolution des réflectances marines SIMBADA à 620 et 670 nm en fonction de la réflectance marine SIMBADA à 560 nm.....	79
<b>Figure 5-16.</b> Variation des réflectances normalisées de chaque instrument (SIMBADA en rouge, SPMR en bleu) dans chacun des 7 canaux communs. Ces réflectances sont représentatives de l'ensemble des données. Les tendances des variations des réflectances, exprimées par les deux régressions linéaires (la droite rouge en trait plein pour le SIMBADA et la droite bleue en trait plein pour le SPMR) sont en accord avec les variations prédites par les fonctions de phase relatives à chaque type d'instrument (courbes pointillées, rouge pour le SIMBADA et bleue pour le SPMR).....	82
<b>Figure 5-17.</b> Variation des réflectances normalisées en fonction des fonctions de phase typiques à chaque instrument, pour chaque canal (SIMBADA en rouge, SPMR en bleu). Les tendances sont représentées par deux régressions linéaires (droites en trait plein).....	84
<b>Figure 5-18.</b> A gauche : Comparaison des réflectances SIMBADA et SPMR normalisées à l'angle zénithal solaire de 45°. A droite : même chose, mais en agrandi dans la zone des faibles réflectances.....	86
<b>Figure 5-19.</b> Localisation dans l'Océan Pacifique ouest des mesures SIMBADA et MicroTops coincidentes réalisées lors de la campagne océanographique ACE-ASIA.....	87
<b>Figure 5-20. (a)</b> - comparaison des mesures d'épaisseurs optiques en aérosols réalisées par le SIMBADA et le MicroTops. Les cinq couleurs définissent cinq sous-ensembles de données, correspondant aux intervalles d'épaisseurs optiques SIMBADA suivants : [0.,0.1] en orange, [0.1,0.2] en bleu, [0.2,0.3] en vert, [0.3,0.4] en rouge, et [0.4,0.5] en jaune foncé. <b>(b)</b> - comparaison des coefficients d'Angström associés (le code de couleur est toujours relatif	

aux valeurs de l'épaisseur optique SIMBADA). <b>(c)</b> comparaison des indices d'aérosol. <b>(d)</b> variation du coefficient d'Angström SIMBADA en fonction de l'épaisseur optique en aérosols SIMBADA.....	89
<b>Figure 5-21.</b> idem figure 5-20, mais avec les coefficients d'étalonnage SIMBADA recalculés. Les coefficients d'Angström représentés en orange, qui étaient négatifs sur la figure 5-19 (b), se comparent maintenant très bien aux coefficients d'Angström dérivés des mesures MicroTops.....	91
<b>Figure 5-22.</b> Localisation des mesures SIMBADA et TriOS coïncidentes.....	92
<b>Figure 5-23.</b> Comparaison des éclairagements descendants au-dessus de la surface mesurés par le SIMBADA et le TriOS à 410 nm. Sur le graphique de gauche, on voit l'évolution des éclairagements descendants mesurés par le SIMBADA (en bleu) et par le TriOS (en rouge) en fonction de l'angle zénithal solaire. Sur le graphique de droite, les mesures d'éclairagements SIMBADA sont reportées en fonction des mesures d'éclairagements SIMBADA, et quelques statistiques sont indiquées.....	94
<b>Figure 5-24.</b> idem figure 5-23, mais à 443 nm.....	94
<b>Figure 5-25.</b> idem figure 5-23, mais à 490 nm.....	95
<b>Figure 5-26.</b> idem figure 5-23, mais à 510 nm.....	95
<b>Figure 5-27.</b> idem figure 5-23, mais à 560 nm.....	95
<b>Figure 5-28.</b> idem figure 5-23, mais à 620 nm.....	96
<b>Figure 5-29.</b> idem figure 5-23, mais à 670 nm.....	96
<b>Figure 5-30.</b> idem figure 5-23, mais à 750 nm.....	96
<b>Figure 5-31.</b> idem figure 5-23, mais à 870 nm.....	97
<b>Figure 5-32.</b> Variation spectrale du rapport des éclairagements descendants mesurés par le TriOS et le SIMBADA respectivement, pour l'ensemble des mesures réalisées (chaque mesure est représentée par une courbe bleue). La courbe noire montre la moyenne des rapports, la barre d'erreur en montre l'écart type.....	99
<b>Figure 5-33.</b> Idem figure 5-32, mais sur un jeu de données restreint (épaisseur optique en aérosols inférieure à 0.10). .....	99
<b>Figure 5-34.</b> Comparaison, canal par canal, des réflectances marines mesurées au-dessus de la surface par le SIMBADA (en ordonnées) et par le TriOS (en abscisses). Le nombre de mesures, ainsi que les biais, RMS, écart type, coefficient de corrélation et équation de la droite de régression sont indiqués dans les zones graphiques.....	101
<b>Figure 5-35.</b> Corrélation, pour chacun des deux instruments, entre les réflectances marines à 620, 670, et 870 nm et la réflectance marine à 750 nm.....	103
<b>Figure 6-1.</b> Localisation des mesures réalisées simultanément par le réseau SIMBADA et par MERIS (données utilisables pour la validation des produits de niveau 2, après tri des perturbations dues aux nuages et au glitter).....	110
<b>Figure 6-2.</b> Comparaison des mesures SIMBADA et MERIS réalisées dans l'Océan Atlantique, entre Le Havre et Kourou. L'image MERIS est une fenêtre prise dans un composite des niveaux 1 corrigés du Rayleigh. Les barres d'erreur représentent les écarts type MERIS dans un pavé de 5x5 pixels. L'accord entre les deux instruments est très bon, sauf concernant l'épaisseur optique en aérosols.....	112
<b>Figure 6-3.</b> idem figure 6-2, mais en Mer Méditerranée, au site DYFAMED. L'accord entre les deux instruments est encore très bon. ....	113
<b>Figure 6-4.</b> idem figure 6-2, mais dans la Manche. Pour cette image, le désaccord entre MERIS et SIMBADA est important. Toutefois, les conditions géophysiques sont très mauvaises : c'est une zone côtière, les eaux y sont turbides, les courants marins rapides, et des cirrus parasitent certainement la scène.....	113
<b>Figure 6-5.</b> Réflectances marines au-dessus de la surface MERIS vs. SIMBADA à 410, 443, 490, 510, 560, 620, 670, 750 et 870 nm. Les points bleus représentent les mesures pour lesquelles le flag MERIS 13_refl n'est pas levé, les points rouges celles pour lesquelles il l'est. Les	

statistiques sont indiquées dans la zone de graphique pour l'ensemble des points bleus et rouges. Noter la différence d'échelle pour les 3 derniers graphiques. .... 115

**Figure 6-6. (a)** Spectres SIMBADA (en bleu) et MERIS (en rouge) moyens. La différence entre ces deux courbes représente le biais entre les deux instruments. Le RMS est également représenté en tant que barre d'erreur des mesures MERIS. **(b)** Biais entre MERIS et SIMBADA en fonction de la longueur d'onde. La courbe noire est représentative de l'ensemble des données coïncidentes, y compris les deux mesures douteuses ; la courbe rouge est représentative de l'ensemble des données, sauf les deux mesures douteuses ; la courbe bleue est représentative des données pour lesquelles le flag MERIS 13\_refl n'est pas levé. .... 116

**Figure 6-7. (a)** RMS absolu de la différence entre SIMBADA et MERIS. **(b)** RMS relatif de la différence entre SIMBADA et MERIS. Le code de couleur est le même que celui de la figure 6-6 (b). .... 118

**Figure 6-8.** Comparaison des concentrations en chlorophylle estimées à partir des mesures de réflectances marines SIMBADA (en abscisses) et MERIS (en ordonnées) auxquelles on a appliqué l'algorithme OC4-v4. .... 119

**Figure 6-9.** idem figure 6-8, mais pour l'ensemble de données pour lesquelles les flags MERIS ABS\_DUST et 13\_refl sont baissés. .... 120

**Figure 6-10. (a)** Comparaison des épaisseurs optiques en aérosols dérivées des mesures MERIS ( $\tau_{865}^{MERIS}$  à 865 nm) et SIMBADA ( $\tau_{870}^{SIMBADA}$  à 870 nm), pour lesquelles l'intervalle de temps  $\Delta t$  ne dépasse pas 24h. Les couleurs bleue et rouge distinguent les points pour lesquels le flag 13\_refl est baissé et levé respectivement. **(b)** idem (a), mais  $\Delta t$  ne dépasse pas 1h. .... 122

**Figure 6-11.** Comparaison entre le facteur epsilon MERIS,  $\epsilon_{MERIS}$  (calculé à partir des mesures MERIS à 778 et 865 nm) et le coefficient d'Angström SIMBADA,  $\alpha_{SIMBADA}$  (calculé à partir des mesures SIMBADA entre 443 et 750 nm). Les couleurs bleue et rouge permettent de distinguer les sous-ensembles définis avec les flag MERIS suivants : **(a)** 13\_refl **(b)** ABSDUST **(c)** TURBID **(d)** MEDGLINT. .... 123

**Figure 6-12.** idem figure 6-11, sauf qu'il s'agit de la comparaison des coefficients d'Angström MERIS et SIMBADA. .... 124

**Figure 6-13.** Localisation des mesures coïncidentes POLDER-2 et SIMBADA. .... 126

**Figure 6-14.** Comparaison des mesures POLDER-2 et SIMBADA à 443, 490 et 565/560 nm, exprimées en termes de rapports d'éclaircissements sous la surface. .... 126

**Figure 6-15.** Comparaison des épaisseurs optiques en aérosols mesurées à 865 nm par POLDER-2 et à 870 nm par SIMBADA. .... 127

**Figure a1-1.** Agencement des données dans un fichier de mesure. .... 136

**Figure a1-2.** Enregistrement d'un fichier DARK. .... 137

**Figure a1-3.** Image de la tâche solaire dans le hublot du SIMBADA pendant l'enregistrement d'un fichier SUN. .... 138

**Figure a1-4.** Schéma du système optique (cylindre creux et "light pipe" présentant un dioptre dépoli incliné à 45°) permettant de viser directement le Soleil. .... 138

**Figure a1-5.** Vue de dessus représentant l'azimut relatif entre les directions solaire et de visée égal à  $\pm 135^\circ$ , afin d'éviter la zone de glitter. .... 139

**Figure a1-6.** Réduction du ciel réfléchi par polarisation : la composante orthogonale, non entièrement atténuée après la réflexion sur la surface, est coupée par le polariseur vertical de l'instrument (non représenté sur la figure). La composante parallèle est fortement atténuée lorsque l'angle d'incidence est l'angle de Brewster. .... 140

**Figure a1-7.** Organigramme représentant l'algorithme complet de traitement des données SIMBADA. .... 141

**Figure a1-8.** Signal enregistré par le SIMBADA#08 lorsqu'il est placé à 6 m d'une sphère intégratrice obstruée par un diaphragme de 26 mm et qu'il est incliné par rapport à celle-ci par pas de 10 minutes d'angle..... 142

**Figure a2-1.** Localisation des mesures SIMBAD acquises entre septembre 1997 et avril 2001. 144

**Figure a2-2.** Comparaison entre les réflectances marines SIMBAD et SeaWiFS L3b-DAILY. Le premier graphique correspond au canal à 443 nm, le deuxième au canal à 490 nm, et le troisième au canal à 565 nm. .... 145

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 4-1.</b> Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ), bandes passantes ( $\Delta\lambda$ ) et transmission maximale ( $t_{\max}$ ) des canaux du SIMBADA, selon Andover Corporation. Pour plus de simplicité, nous les désignerons dans la suite du manuscrit par les longueurs d'onde 350, 380, 410, 443, 490, 510, 560, 620, 670, 750 et 870 nm.....	37
<b>Tableau 4-2.</b> Liste des investigateurs SIMBADA, des campagnes associées, et de leur localisation.....	40
<b>Tableau 4-3.</b> Exemple issu du traitement d'une visée marine et montrant les ordres de grandeur des calculs et corrections de chaque étape. ....	49
<b>Tableau 4-4.</b> Evolutions annuelles de chaque canal de chaque instrument.....	56
<b>Tableau 4-5.</b> Valeurs des rapports $r_i^{sun, sph}$ de chaque canal stable de chaque instrument.....	60
<b>Tableau 5-1.</b> Campagnes BOUSSOLE pendant lesquelles un SIMBADA a été embarqué.....	68
<b>Tableau 5-2.</b> Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ) des 13 canaux du SPMR. ....	69
<b>Tableau 5-3.</b> Statistiques calculées sur l'écart entre les réflectances marines SIMBADA et SPMR. ....	80
<b>Tableau 5-4.</b> Statistiques calculées sur les régressions des réflectances normalisées des deux instruments en fonction de leur fonction de phase $p(\Theta')$ . ....	85
<b>Tableau 5-5.</b> Statistiques calculées sur l'écart entre les réflectances marines SIMBADA et SPMR régressées à l'angle zénithal solaire de $45^\circ$ .....	86
<b>Tableau 5-6.</b> Statistiques relatives à la comparaison des éclairagements descendants SIMBADA et TriOS, pour l'ensemble des données ainsi que pour trois sous-ensembles.....	98
<b>Tableau 5-7.</b> Statistiques issues de la comparaison des réflectances marines mesurées par le SIMBADA et le TriOS.....	102
<b>Tableau 5-8.</b> RMS relatifs pour chacun des deux sous-ensembles de mesures considérés, et rappel des RMS relatifs issus de la comparaison SIMBADA/SPMR. ....	102
<b>Tableau 6-1.</b> Longueurs d'onde centrales ( $\lambda_c$ ) des 13 canaux du capteur spatial MERIS/ENVISAT .....	108
<b>Tableau 6-2.</b> Statistiques des différents travaux de vérifications d'observations spatiales. ....	128
<b>Tableau a2-1.</b> Résumé des statistiques issues des validations SeaWiFS/SIMBAD et POLDER-1/SIMBAD.....	146