



HAL
open science

Variabilité spatio-temporelle des flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud : apport des mesures satellitaires

Yvan Rangama

► **To cite this version:**

Yvan Rangama. Variabilité spatio-temporelle des flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud : apport des mesures satellitaires. Autre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2004. Français. NNT : . tel-00007529

HAL Id: tel-00007529

<https://theses.hal.science/tel-00007529>

Submitted on 26 Nov 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE Paris 6

UFR 924

Spécialité : Méthode Physique en Télédétection

Présentée par
Yvan RANGAMA

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Variabilité spatio-temporelle des flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud : apport des mesures satellitaires.

Soutenue le 17 Septembre 2004

Devant le jury composé de :

Mme Katia LAVAL	Présidente
Mme Catherine GOYET	Rapporteur
M. Stéphane BLAIN	Rapporteur
M. Nicolas METZL	Examineur
Mme Liliane MERLIVAT	Directeur de thèse
Mme Jacqueline BOUTIN	Codirecteur de thèse

Travaux effectués au Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC),
Université Pierre et Marie Curie, tour 45-55 5^{ème} étage, case 100,
4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.

Remerciements.

Je remercie Jacqueline Boutin, Jacqueline Etcheto et Liliane Merlivat pour m'avoir accueilli si gentiment au sein du LODYC et pour m'avoir si bien encadré pendant ces quatre années dans ce laboratoire. Le manuscrit n'aurait pas pu voir le jour sous cette forme sans leurs nombreuses relectures et corrections. Je remercie tout particulièrement Jacqueline Boutin pour son aide précieuse, ses conseils avisés et pour avoir été aussi disponible pour répondre à toutes mes questions durant les quatre mois de stage effectué au laboratoire sous sa co-direction et pendant ma thèse. Je remercie également Jacqueline Etcheto, en tant que directrice de recherche, et Liliane Merlivat (membre du jury), en tant que directrice de recherche par intérim, de m'avoir aussi bien conseillé et d'avoir guidé mes recherches avec autant de rigueur. Un grand merci à Jacqueline Etcheto pour s'être occupé de moi même après son départ à la retraite en début d'année,

Je remercie Katia Laval d'avoir bien voulu accepter d'être présidente de ce jury. Je la remercie également pour l'encadrement de ma promotion du DEA Méthode Physique en télédétection, sa gentillesse et de s'être aussi bien occupé de nous durant l'année 1999-2000 (et même après).

Je remercie également Catherine Goyet et Stéphane Blain d'avoir accepté d'être rapporteur et pour le temps passé à étudier le manuscrit.

Je remercie Nicolas Metzl pour avoir bien voulu faire parti de ce jury et pour son aide précieuse lors de la mise à l'eau des bouées CARIOCA.

Je remercie aussi toute l'équipe réseau du LODYC pour l'aide technique apportée tout au long de mon stage et de ma thèse. Merci Mehrad, Marie-Paul et les autres membres de l'équipe pour la résolution de ces petits soucis informatique qui sont tellement énervant. Un grand merci aussi à Nicolas Martin pour l'élaboration du programme sous IDL coloc.pro et pour m'avoir si souvent dépanné quand mon PC sous LINUX ne voulait plus fonctionner (surtout VMware). Je remercie également Sylvain Morvan pour m'avoir enseigné les rudiments du logiciel seadas, Stéphanie Contardo pour avoir décodé les grilles de Pa ECMWF et en particulier Olivier Coze pour avoir décodé les champs de données PISCES et pour avoir relié les copies de mon manuscrit.

Enfin, je suis redevable à tout ceux qui, membres de ma famille et amis (en particulier tous les membres de ma promo), m'ont encouragé et soutenu tout au long de cette thèse.

Résumé.

Nous étudions la variabilité de la pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan (pCO₂) en nous servant de paramètres télédétections (température de surface de la mer et couleur de l'océan) dans le but d'obtenir un aperçu de sa variabilité à petite échelle et de surveiller le flux air-mer de CO₂ déduit de mesures satellitaires à l'échelle régionale. Nous analysons la variabilité spatiale et temporelle des flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud sur la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle Zélande. Nous combinons mesures in situ et satellitaires afin d'estimer le flux de CO₂ entre décembre 1997 et décembre 1998. Nous avons trouvé des anticorrélations entre la chlorophylle et pCO₂ in situ dans les régions possédant un contenu en chlorophylle au dessus de 0.37 mg m⁻³ tandis que pCO₂ est la plupart du temps corrélé négativement à la température de surface de la mer dans les régions pauvre en chlorophylle. Puis, nous déduisons les champs de pCO₂ et du flux de CO₂ des données satellitaires (température de surface de la mer et couleur de l'océan) grâce aux relations trouvées lors de cette étude et des distributions du coefficient d'échange du CO₂ déduites de vent satellitaires. Nous estimons alors un flux absorbant annuel de -0.08 GtC an⁻¹. Ce flux est moins absorbant que celui déduit des champs climatologiques du gradient de la pression partielle de CO₂ de [Takahashi et al, 2002] et des mêmes distributions de coefficient d'échange (-0.13 GtC an⁻¹).

Mots clés : *flux air-mer de CO₂, océan sud, télédétection, bouées CARIOCA.*

Abstract.

We study the variability of oceanic CO₂ partial pressure (pCO₂) with respect to remotely sensed parameters (sea surface temperature and ocean color) in order to gain an insight into small-scale variability of pCO₂ and to monitor the air-sea CO₂ flux at a regional scale using satellite measurements. We analyse the space and time variability of the air-sea CO₂ flux in the southern ocean, south of Tasmania and New Zealand. We combine in situ measurements and satellite data to compute the CO₂ flux from December 1997 to December 1998. We evidence a negative correlation between in situ pCO₂ and chlorophyll in case chlorophyll content above 0.37 mg m⁻³ and in chlorophyll-poor region, pCO₂ is mostly negatively correlated with sea surface temperature. We then compute pCO₂ and CO₂ fluxes fields from satellite measurements (sea surface temperature and ocean color) using the relationships deduced from this study with the exchange CO₂ coefficients derived from satellite wind speed. We find an annual absorbed flux of -0.08 GtC an⁻¹. This absorbing flux is less than that computed from the [Takahashi et al, 2002] climatological mean distribution of air-sea CO₂ partial pressure gradient with the same exchange coefficient (-0.13 GtC an⁻¹).

Keywords : *air-sea CO₂ flux, southern ocean, remote sensing, CARIOCA buoys.*

Table des matières.

I. INTRODUCTION.....	9
II. GENERALITES.....	11
A. INTRODUCTION SUR LE CYCLE DU CARBONE.....	11
B. LE CYCLE NATUREL DU CARBONE.....	11
C. LA PERTURBATION HUMAINE.....	15
D. LE CYCLE OCEANIQUE DU CO ₂	16
1. <i>Le système des carbonates</i>	17
2. <i>Les flux de CO₂ à l'interface océan atmosphère</i>	20
a) Introduction.....	20
b) Equation locale du flux air-mer de CO ₂	20
3. <i>Effet du mélange de masses d'eau et effet thermodynamique</i>	21
4. <i>Effet de la biologie</i>	22
5. <i>Formation du carbonate de calcium</i>	24
6. <i>Synthèse</i>	25
III. LES FLUX DE CO₂ A L'INTERFACE ENTRE L'OCEAN ET L'ATMOSPHERE.	27
A. LES FLUX AIR-MER DE CO ₂ DE L'ECHELLE GLOBALE A L'OCEAN SUD : LE ROLE DU COEFFICIENT D'ECHANGE DU CO ₂	27
1. <i>Les différentes formulations entre le coefficient d'échange du CO₂ et la vitesse du vent</i>	27
a) Introduction.....	27
b) Modèles théoriques pour la vitesse de transfert du CO ₂ entre l'océan et l'atmosphère.....	28
c) Le coefficient d'échange K déduits de plusieurs paramétrisations K-U ₁₀ (article de [Boutin et al., 2002] (voir annexe)).....	29
2. <i>Le coefficient d'échange du CO₂ pondéré par la surface océanique</i>	32
a) Introduction.....	32
b) Description des données utilisées pour le calcul de K _{WT}	32
(1) Données de vent satellitaires.....	32
(a) Diffusiomètre ERS1 et ERS2.....	32
(b) Radiomètre imageur SSM/I F08 et F10.....	33
(2) Données de SST Reynolds.....	34
c) Méthode d'interpolation des grilles de K _{WT}	34
d) Distributions du coefficient d'échange du CO ₂ pondérée par la surface océanique.....	38
(1) Démarche suivie.....	38
(2) Variation de KS en fonction des zones hydrologiques.....	38
(3) KS intégré par bandes de latitudes.....	41
B. LES FLUX AIR-MER DE CO ₂ DANS L'OCEAN SUD.....	43
1. <i>Introduction</i>	43
2. <i>Description sommaire de l'océan sud</i>	43
3. <i>Mesures in situ effectuées par les bouées CARIOCA</i>	44
a) Généralités.....	44
b) Description d'une bouée CARIOCA.....	44
c) Récapitulatif des bouées CARIOCA déployées dans l'océan sud depuis 2002.....	45
d) Traitements appliqués aux bouées 22831, 28528, 13060 et 03739.....	46
(1) Bouées 2002 (22831 et 28528).....	46
(2) Bouées 2003 (13060 et 03739).....	50
e) Premiers résultats des bouées 22831, 28528, 13060 et 03739.....	51
(1) Bouées 2002 (22831 et 28528).....	51
(2) Bouées 2003 (13060 et 03739).....	56
(3) Comparaison avec d'autres données climatologiques.....	61
4. <i>Méthode d'extrapolation du pCO₂ déduit de mesures in situ et de mesures satellitaires dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande</i>	65
a) Description sommaire de la région d'étude.....	65
b) Description des données utilisées.....	67
(1) Données de pCO ₂ in situ.....	67
(a) Passage de la fraction molaire de CO ₂ à pCO ₂	67
(b) Correction appliquée aux données de pCO ₂ mesurées sur l'Astrolabe.....	68
(i) Colocalisation des données de pCO ₂ avec les données de Pa ECMWF.....	68
(ii) Correction des données de pCO ₂	70

(c)	Données AESOPS.....	70
(i)	Introduction.....	70
(ii)	Description des différentes campagnes.....	72
(a)	Campagne NBP 97 8.....	72
(b)	Campagne RR KIWI 8.....	76
(i)	Trajet aller (du 08/01/1998 au 13/01/1998).....	76
(ii)	Trajet retour (du 03/02/1998 au 07/02/1998).....	76
(c)	Campagne RR KIWI 9.....	77
(i)	Trajet aller (du 13/02/1998 au 26/02/1998).....	77
(ii)	Trajet retour (du 07/03/1998 au 18/03/1998).....	77
(d)	Campagne NBP 98 2.....	78
(d)	Données Astrolabe.....	78
(i)	Introduction.....	78
(ii)	Campagne dta 99.....	80
(iii)	Campagne rta 99.....	80
(2)	Données satellitaires.....	81
(a)	Vent ERS2.....	81
(b)	SST Reynolds.....	81
(c)	Chlorophylle SeaWiFS.....	83
(i)	Généralités.....	83
(ii)	Satellite OrbView-2.....	83
(iii)	Données de pCO ₂ colocalisées avec la chlorophylle SeaWiFS.....	83
(a)	Principe.....	83
(b)	Description des données de chlorophylle SeaWiFS colocalisées en utilisant le logiciel seadas (chlorophylle moyennée sur deux à sept semaines).....	84
(c)	Description des données de chlorophylle SeaWiFS colocalisées en utilisant le logiciel coloc.pro (court rayon temporel).....	87
(3)	distributions climatologiques de [Takahashi et al., 2002] et cartes de pCO _{2atm}	90
(a)	Cartes climatologiques de pCO ₂ et ΔpCO ₂ issues de [Takahashi et al., 2002].....	90
(b)	Distributions de pCO _{2atm}	90
c)	Description de quelques scénarios et du scénario choisi.....	92
(1)	Principe.....	92
(2)	Démarche suivie.....	96
(3)	Scénario I.....	98
(a)	Description des différents tests effectués.....	98
(i)	Test effectué en utilisant les fronts climatologiques.....	98
(ii)	Tests effectués en utilisant les gradients latitudinaux de pCO ₂ et de SST.....	98
(b)	Choix des relations utilisées pour élaborer les cartes de pCO ₂	103
(c)	Elaboration des cartes de pCO ₂ et de ΔpCO ₂	104
(d)	Tests effectués à posteriori.....	107
(i)	Elimination de la variation saisonnière de la SST.....	107
(ii)	Tests en utilisant pCO ₂ à température constante.....	109
(4)	Scénario II.....	110
(a)	Principe.....	110
(b)	Description des relations utilisées pour élaborer les cartes mensuelles de pCO ₂ extrapolées.....	111
(i)	Choix des limites en latitudes lat1 et lat2.....	111
(ii)	Fits SST - pCO ₂ et chlorophylle - pCO ₂ choisis.....	111
(iii)	Relations choisies pour extrapoler pCO ₂	112
(c)	Elaboration des cartes de pCO ₂ et de ΔpCO ₂	115
(5)	Scénario choisi.....	118
(a)	Principe et résumé.....	118
(b)	Comparaison avec les données CARIOCA.....	118
(c)	Comparaison de mes régressions avec celles de [Louanchi, 1995].....	121
(d)	Comparaison avec les champs issus du modèle biogéochimique PISCES.....	124
IV.	CONCLUSION.....	131
V.	PERSPECTIVES.....	132
VI.	ANNEXES.....	133
A.	BOUEE CARIOCA.....	133
1.	<i>Principe de la mesure de pCO₂ par colorimétrie.....</i>	<i>133</i>
a)	Relations de base.....	133
b)	Relation entre concentration c du colorant et absorbance A.....	134
c)	Principe de la détermination des relations recherchées.....	134
d)	Relation théorique pour pH et pCO ₂	136
2.	<i>Le paramètre de contrôle Am.....</i>	<i>136</i>

3.	<i>Le système ARGOS.</i>	137
B.	ARTICLES.	138
1.	<i>Résumé étendu pour la VI^{ème} conférence sur le CO₂, Sendai, Japon, 2001.</i>	139
2.	<i>Article [Boutin et al., 2002] paru dans le journal Geophysical Research Letter, volume 29, n°8, 10.1029/2001GL013872, 2002.</i>	143
3.	<i>Manuscrit [Rangama et al., 2004] révisé soumis à Journal of Geophysical Research - Ocean.</i>	147
BIBLIOGRAPHIE.		151
LISTE DES FIGURES.		159
LISTE DES EQUATIONS.		163
LISTE DES TABLEAUX.		165

I. Introduction.

Les gaz à effet de serre sont responsables de la température clémente qui règne à la surface de la Terre. En effet, ces gaz sont absorbants dans l'infrarouge et ils renvoient donc, dans l'atmosphère terrestre, une partie du rayonnement tellurique. Le CO₂ est l'un des principaux gaz à effet de serre (la vapeur d'eau est le plus important). Mais la croissance des activités humaines (en particulier les activités industrielles depuis la fin du XVIII^e siècle) a contribué à l'augmentation des teneurs de ces gaz dans l'atmosphère, en particulier, l'ajout de CO₂ d'origine anthropique dans l'atmosphère. L'une des conséquences de cette augmentation est la hausse de la température moyenne globale à la surface de la Terre ; la température moyenne globale au début du XXII^e siècle serait entre 1.4 et 5.8°C supérieure à celle d'aujourd'hui (résultats issus des scénarios prévisionnels de [IPCC, 2001]). Ainsi, il est nécessaire de comprendre l'évolution actuelle de ces gaz dans l'atmosphère (et en particulier celle du CO₂) au cours des ans afin d'améliorer la prédiction du climat futur.

Les principaux réservoirs capables d'avoir des échanges rapides avec l'atmosphère sont la biosphère terrestre et l'océan (voir chapitre II.A). Ce dernier, recouvrant plus de 70% de la surface terrestre, joue un grand rôle sur la régulation du taux de CO₂ dans l'atmosphère. De nombreuses études confirment que l'océan sud (au sud de 35-40°S) est un puits pour le CO₂ atmosphérique. Ce puits serait localisé entre 35°S et 60°S d'après la distribution climatologique du flux air-mer de CO₂ de [Takahashi *et al.*, 2002]. [Gloor *et al.*, 2002], ont estimé un puits de 0.5 GtC an⁻¹ entre 36°S et 58°S en utilisant un modèle inverse océanique. Les flux moyens déduits de différents modèles d'inversion atmosphérique sur la même zone sont proches de leurs estimations (-0.5 GtC an⁻¹ pour Transcom 3 ([Gurney *et al.*, 2002])). En revanche, les flux déduits de [Takahashi *et al.*, 2002] (-1.1 GtC an⁻¹) en sont très différents. D'après [Gloor *et al.*, 2002], l'une des raisons de cette différence provient des biais probables des pCO₂ de cette climatologie dus à une couverture peu étendue des données dans cette région. Des études plus précises d'intercomparaison entre les flux estimés par la méthode inverse atmosphérique du LSCE et ceux qui se déduisent de mesures in situ sont en cours, dans le cadre du projet FLAMENCO2 (collaboration P. Bousquet et N. Metzl). C'est en raison de l'importance du puits de CO₂ estimé dans l'océan sud alors que peu de mesures y sont disponibles que nous nous sommes intéressés à cette région. Cette étude rentre dans la problématique de nombreux programmes internationaux, en particulier SOLAS (activité 3.1 "variabilité géographique et sub-décadale des flux air-mer de CO₂" de [Liss *et al.*, 2003]).

L'océan austral est une région possédant un environnement particulièrement hostile et des conditions météorologiques souvent extrêmes. Ces conditions rendent difficile la réalisation de mesures in situ. Dans ce contexte, les mesures télédéfectées sont très utiles car elles permettent d'obtenir une couverture spatiale et temporelle complémentaire à celle des mesures in situ existantes. Elles peuvent aider, en outre, à leur interprétation en fournissant une information sur le contexte spatial aux environs des points. Elles sont particulièrement bien adaptées aux études à grande échelle. Enfin, elles permettent de quantifier la variation de plusieurs paramètres qui ont un rapport avec les échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan. De nombreux auteurs ont trouvé des corrélations entre pCO₂ et des paramètres in situ qui peuvent être mesurés par satellite sur différentes régions océaniques dans le but d'extrapoler pCO₂ sur ces régions. [Metzl *et al.*, 1995] ont utilisé des relations saisonnières pCO₂ – SST pour reconstruire les champs de pCO₂ sur l'océan Indien et Antarctique. [Bates *et al.*, 1998] ont trouvé des relations linéaires saisonnières entre pCO₂ et la SST dans la mer des Sargasse près des Bermudes (Atlantique nord). [Lee *et al.*, 1998] ont déduit des cartes climatologique de [Takahashi *et al.*, 1997] des relations linéaires saisonnières entre pCO₂ et la

SST afin d'analyser la variabilité interannuelle du pCO₂. [Boutin *et al.*, 1999] ont utilisé la SST télédéectée pour étudier le flux air-mer de CO₂ dans le Pacifique équatorial pendant 12 ans. Au nord du Chili, [Lefevre *et al.*, 2002] ont élaboré des régressions multilinéaires entre pCO₂, la SST, la SSS et la chlorophylle.

Au début de ma thèse, mon but était d'étudier la variabilité spatiale et temporelle du flux de CO₂ à l'interface entre l'océan et l'atmosphère déduite à la fois de mesures in situ réalisées dans la couche de surface et de mesures satellitaires dans l'océan sud. En fait, je me suis surtout intéressé à la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. Cette région correspond à 22% de la bande en latitude comprise entre 45°S et 60°S. J'y ai développé des méthodes permettant d'extrapoler, dans l'espace et dans le temps, les mesures in situ de pCO₂ en utilisant des mesures satellitaires de la température de surface de la mer (SST) et de la chlorophylle à la surface de l'océan.

Dans le chapitre suivant sur les généralités, j'indiquerai les principaux processus physiques, chimiques et biologiques gouvernant la pression partielle de CO₂ à la surface des océans : les flux air-mer, l'activité biologique, l'effet de mélange et l'effet thermodynamique. Je décrirai aussi le cycle global du carbone (cycle naturel plus perturbation humaine) en me concentrant sur le cycle océanique du CO₂.

Dans le chapitre III, je décrirai les principaux résultats obtenus au cours de ma thèse concernant :

- les coefficients d'échange air-mer du CO₂. Tout d'abord, je rappellerai comment les champs de coefficient d'échange K peuvent être déduits de relations K-U₁₀ et de distribution de vent satellitaires (j'ai principalement utilisé les vents mesurés par les diffusiomètres ERS). Ensuite, je discuterai de l'importance de la surface d'intégration pour le flux de CO₂ au chapitre III.A.2. Un résumé étendu décrivant ce travail et un article décrivant l'effet de la paramétrisation du coefficient d'échange K sur le flux air-mer de CO₂ ([Boutin *et al.*, 2002]) sont insérés en annexe.

- les bouées dérivantes CARIOCA au chapitre III.B.3. Ce sont des systèmes autonomes de surveillance de la pression partielle de CO₂ à la surface des océans et de ses paramètres associés. La description du principe de la mesure de pCO₂ par les bouées CARIOCA est indiquée en annexe. Enfin, je présenterai une première synthèse des données in situ estimées par quatre bouées CARIOCA déployées dans la zone subantarctique (SAZ) et qui ont dérivé d'ouest en est en suivant le courant circumpolaire antarctique dans l'océan Indien et Pacifique en 2002 et en 2003.

- l'interpolation du pCO₂ à partir de mesures satellitaires au chapitre III.B.4 dans la région située au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (125°E – 155°0 ; 45°S – 60°S). Le but est d'obtenir une cartographie mensuelle du pCO₂ dans la région d'étude afin d'analyser sa variabilité spatiale et temporelle et celle de flux air-mer qui s'en déduit. Une présentation des données in situ et satellitaires utilisées dans les méthodes d'interpolation du pCO₂ et une description des ces trois méthodes sera réalisée. Puis, une validation du scénario choisi à l'aide de mesures in situ indépendantes (bouée CARIOCA déployée en 2003 et campagne SOIREE) sera présentée. La méthode d'interpolation choisie ainsi que l'analyse de la variabilité spatiale et saisonnière du flux sont décrites en détail dans un article soumis au journal JGR océan (Journal of Geophysical research) ([Rangama *et al.*, 2004]) inséré en annexe. Ensuite, je comparerai les relations entre pCO₂ et la SST et la chlorophylle que j'ai élaborées dans ma zone d'étude avec ceux obtenus dans l'océan Indien par [Louanchi, 1995] et mes résultats à ceux du modèle biogéochimique PISCES. Enfin, je conclurai et j'exposerai les perspectives ouvertes pour ce travail.

II. Généralités.

J'exposerai d'abord le cycle du carbone : le cycle naturel et la perturbation de ce cycle apportée par l'homme. Ensuite, je décrirai le cycle du CO₂ dans l'océan et les différents phénomènes qui peuvent le modifier. J'indiquerai aussi comment les flux de CO₂ à l'interface entre l'océan et l'atmosphère peuvent être estimés.

A. Introduction sur le cycle du carbone.

La Terre est une planète en perpétuelle évolution. Il existe ainsi des systèmes naturels favorisant le renouvellement des éléments (éléments chimiques et molécules) essentiels à la vie : l'eau (H₂O), le dioxygène ou oxygène libre (O₂), le carbone (C), le soufre (S), l'azote (N) et le phosphore (P). Ces composés sont contenus dans plusieurs zones de stockage (appelées réservoirs) qui sont en échange permanent les unes avec les autres. Les réservoirs sont l'atmosphère, l'océan, la biosphère et les réservoirs géologiques. La circulation de chacun de ces composants chimiques entre chaque réservoir est appelée un cycle biogéochimique. La vie ne serait pas apparue et, surtout, ne se serait pas maintenue sans l'existence de ces cycles. Celui du carbone est l'un des principaux.

Le carbone est le quatrième élément le plus abondant dans l'univers. Il se situe après, respectivement, l'hydrogène (H), l'hélium (He) et l'oxygène. Sur la Terre, le carbone n'arrive, paradoxalement, qu'en quatorzième position (environ 0.4 % dans l'écorce terrestre), l'oxygène et le silicium (Si) étant les deux plus importants. Toutefois, le carbone est considéré avec l'oxygène comme le constituant essentiel de la vie sur la planète : l'ADN (Acide DésoxyriboNucléique), clé de voûte de tout organisme vivant, en est constitué. En fait, il intervient dans de nombreuses réactions chimiques (environ 94 % des composés chimiques connus possèdent au moins un atome de carbone). Le carbone est présent sous deux formes : le carbone organique (C_{org}) et le carbone inorganique (C_{inorg}). Le carbone organique est produit par les êtres vivants grâce à des processus biologiques (photosynthèse, respiration et décomposition). Ce sont des molécules avec un atome de carbone associé soit avec d'autres atomes de carbone soit avec au moins l'un des atomes suivants : hydrogène, azote et phosphore. Les hydrocarbures, produits de décomposition de la matière organique, sont considérés comme des composés organiques. Au contraire, le carbone inorganique regroupe toutes les molécules non produites par les organismes vivants et ne possédant pas de liaison(s) carbone - carbone ou carbone - hydrogène. Ce sont les composés inorganiques. Elles sont essentiellement produites par réactions chimiques (par exemple, la combustion de carbone fossile donne du CO₂).

B. Le cycle naturel du carbone.

Le cycle biogéochimique naturel du carbone est nécessaire à la vie sur Terre. C'est un cycle fermé composé de quatre réservoirs de différentes tailles. La partie (a) de la Figure 1 résume très schématiquement le cycle naturel du carbone.

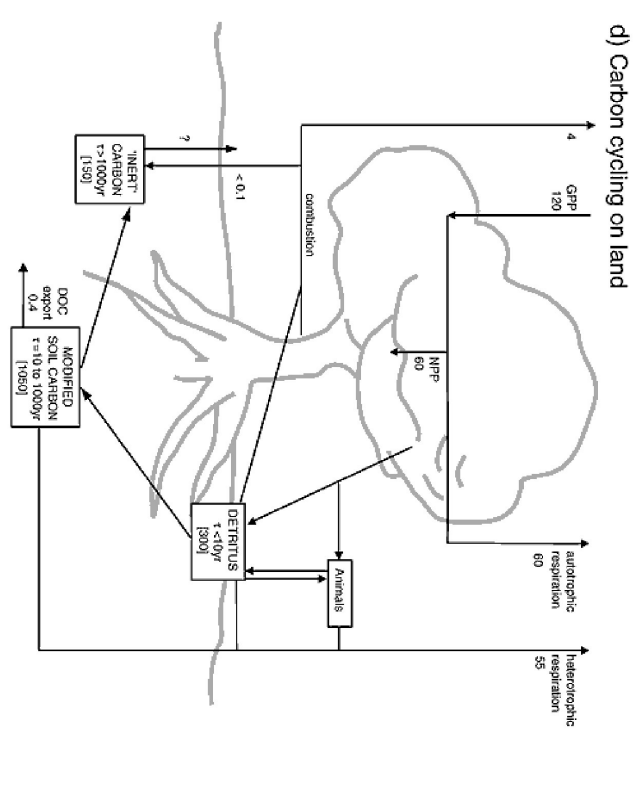
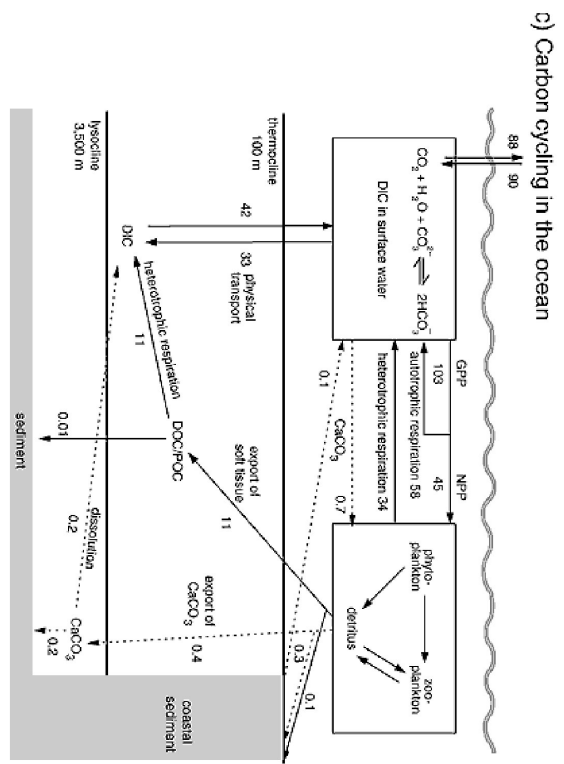
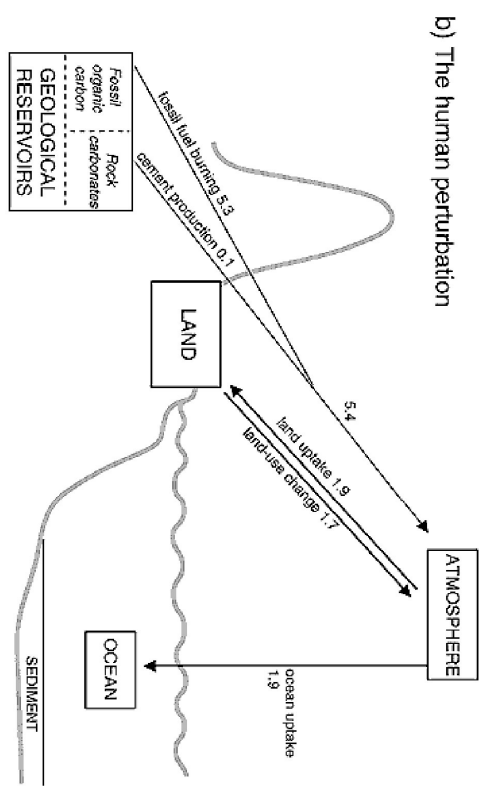
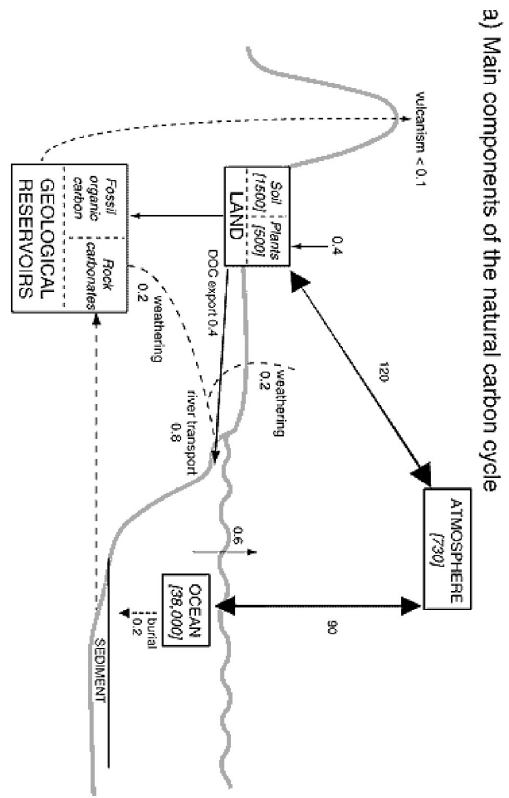


Figure 1 : le cycle du carbone. Ce graphique est issu de [IPCC, 2001] (figure 3.1 de ce rapport). Il comprend quatre parties. (a) le cycle naturel du carbone. (b) la perturbation apportée par l'homme au cycle du carbone. (c) le cycle océanique du carbone. (d) le cycle terrestre du carbone. Les flux (GtC an⁻¹) et la taille des réservoirs (GtC) sont estimés pour les années 1980.

La plus grande partie du carbone est retenue dans la lithosphère sous forme de carbonates, de carbones fossiles (hydrocarbures) et de sédiments. La lithosphère peut être définie comme l'enveloppe superficielle du globe terrestre. Cette enveloppe est rigide (lithos signifie pierre en grec). Elle a une épaisseur variable dont le maximum est de 120 - 140 km sous les océans mais peut atteindre 200 km sous les continents. La taille de ce réservoir est d'environ 50 millions de GtC dans les roches sédimentaires et de 5 000 GtC dans les combustibles fossiles d'après [Kump *et al.*, 1999]. L'océan est le deuxième réservoir par importance (38 000 GtC). Toutefois, il peut être séparé en deux parties : la couche de mélange océanique (CMO) dans laquelle les échanges entre l'océan et l'atmosphère s'effectuent et l'océan intermédiaire et profond. La majorité du carbone stocké par l'océan se trouve dans cette dernière partie. La biosphère continentale qui comprend les sols (1500 GtC) et les plantes (500 GtC) puis l'atmosphère (730 GtC) sont les deux derniers réservoirs. Afin de le simplifier, le cycle du carbone peut être décomposé en plusieurs sous-cycles (tous liés entre eux) dépendant de son temps de stockage dans les réservoirs. En effet, le carbone est stocké pendant un certain temps par les réservoirs puis circule entre eux. Le temps de renouvellement du carbone contenu dans un réservoir dépend des valeurs des flux entre les autres réservoirs. Il varie d'environ quatre ans pour l'atmosphère à des centaines de millions d'années pour la lithosphère. Le cycle global du carbone peut être décomposé en deux grandes parties selon le temps de recyclage du carbone. Dans la première catégorie, les échanges de carbone sont influencés par les processus de nature géologique qui opèrent sur des périodes de temps allant de milliers à des centaines de millions d'années. C'est le cycle long (ou géologique) du carbone. Dans la deuxième, ils sont influencés par les mécanismes qui s'effectuent sur des périodes inférieures au siècle : processus biologiques (photosynthèse et respiration principalement) et certains processus physiques. Toutefois, il ne faut pas oublier que tous ces mécanismes sont liés entre eux et, donc, ne peuvent pas exister séparément.

Le cycle géologique du carbone admet une particularité. Les mécanismes qui en sont à l'origine entraînent des échanges de carbone très faibles. Par exemple, les émissions dues au volcanisme sont estimées entre 0.02 et 0.05 GtC an⁻¹ d'après [Williams *et al.*, 1992] et [Bickle, 1994] (à comparer aux flux de carbone atmosphère - océan et atmosphère - biosphère, respectivement de 90 et de 120 GtC an⁻¹ de la partie (a) de la Figure 1). Ainsi, ils sont quasiment négligeables sur de courtes périodes. Toutefois, les réserves géologiques sont immenses et donc, sur de longues périodes, une quantité énorme de carbone est déplacée. Les trois réservoirs impliqués dans ce cycle sont l'atmosphère, l'océan et la lithosphère. Le premier phénomène entraînant la circulation de carbone est le dégazage des roches du manteau terrestre au cours d'éruptions volcaniques. Lorsqu'une roche fond, le carbone qu'elle contient se transforme en CO₂ par oxydation et est ensuite libéré dans l'atmosphère lors des éruptions. Les roches de la lithosphère contiennent à la fois du carbone "juvénile" et du carbone "recyclé". Le carbone "juvénile" est du carbone stocké dans les roches depuis la formation de la Terre, il y a environ 4.5 milliard d'années. Ce carbone n'a donc jamais été transformé. Ce n'est pas le cas du carbone "recyclé". Il provient essentiellement du dépôt de carbone inorganique (carbonate de calcium ou CaCO₃) dans les sédiments océaniques (voir la partie sur le cycle océanique du CO₂). Une partie de ces sédiments se retrouve ensuite enfouie dans la lithosphère par subduction. Ce dernier terme désigne le passage d'une plaque continentale ou océanique sous une autre (le manteau superficiel terrestre est composé d'un ensemble de plaques qui peuvent coulisser librement les unes sur les autres). Le flux de carbone du volcanisme est inférieur à 0.1 GtC an⁻¹ (voir la partie (a) de la Figure 1). Le deuxième phénomène est lié au cycle long du carbone organique. Le carbone organique provient de matières organiques qui se sont déposées sur le plancher océanique (voir la partie sur le cycle océanique du CO₂). Cette matière organique est alors enfouie dans la lithosphère où elle subit une transformation en combustibles fossiles. Ces combustibles remontent ensuite

près de la surface grâce aux phénomènes tectoniques. Là, ils peuvent subir une oxydation par l'air ou les eaux souterraines oxygénées qui libère du CO_2 dans l'atmosphère et dans les rivières. Un autre phénomène est l'érosion des roches carbonatées. Ces roches sont constituées majoritairement de calcaire (CaCO_3) pour 75 %. Cette érosion entraîne la dissolution des minéraux et donc l'échange de CO_2 avec l'atmosphère et les rivières. Les flux de carbone liés aux processus touchant le CaCO_3 sont en trait pointillés sur la partie (a) de la Figure 1. Les flux de carbone transportés par les rivières vers l'océan sont de l'ordre de 0.8 GtC an^{-1} .

Le cycle "court" du carbone implique principalement des échanges entre l'atmosphère, la biosphère continentale et l'océan. Sur la partie (a) de la Figure 1 (les chiffres sont ceux du cycle perturbé du CO_2), les trait en gras indiquent les échanges de carbone entre l'atmosphère et la biosphère et entre l'océan et l'atmosphère qui sont les plus importants sur des temps inférieurs au siècle. Il s'agit principalement de la biologie (photosynthèse et respiration) pour la biosphère et des processus gouvernant les échanges air-mer de CO_2 . Les flux de carbone entre ces trois réservoirs sont globalement en équilibre chaque année bien que des déséquilibres puissent se produire sur des échelles allant de l'année au siècle. En outre, il ne faut pas oublier que les cycles "long" et "court" du carbone sont liés entre eux. [Schlesinger, 1990] a démontré que les flux de 0.4 GtC an^{-1} entre l'atmosphère et la biosphère (le carbone passant, ensuite, des plantes au sol) sont compensés par l'exportation de carbone organique dissous (DOC) dans les rivières (0.4 GtC an^{-1}) sur des échelles de temps de l'ordre du millénaire. Il est aussi à noter que la matière organique qui se retrouve dans les sols peut se retrouver enfouie par des processus géologiques dans la lithosphère où elle subit une transformation en carbone organique fossile (cycle long du carbone organique).

Les échanges de carbone entre l'atmosphère et la biosphère (partie (d) de la Figure 1) sont principalement dominés par la photosynthèse et par la respiration des plantes et du sol. Les plantes produisent du carbone organique nécessaire à la croissance de leur tissu par photosynthèse. Les plantes sont appelées autotrophes car elles produisent leur propre matière organique. Le terme GPP (Gross Primary Production) représente la totalité du carbone organique produit. Une partie est échangée avec l'atmosphère sous forme de CO_2 au moyen de la respiration. Le carbone organique réellement utilisé par les espèces autotrophes est appelé NPP (Net Primary Production). Une partie de la matière organique produite est mangée par les herbivores qui peuvent être à leur tour mangés par les carnivores. Ce sont des espèces hétérotrophes car elles ne peuvent pas produire elles mêmes leur matière organique. Le sol peut être décomposé en plusieurs réservoirs selon le temps de renouvellement de leur contenu en carbone. Les déchets produits par les espèces hétérotrophes, leur propre mort ainsi que celle des espèces autotrophes forment les débris organiques (premier réservoir). Ainsi, la plupart de la matière organique produite se retrouve sous forme de débris qui sont décomposés rapidement. Toutefois, une petite partie se retrouve enfouie dans le sol où elle se décompose plus lentement (deuxième réservoir). Une infime partie peut se transformer, ensuite, en carbone inerte qui est plus résistant à la décomposition (troisième réservoir). Les estimations du contenu en carbone du sol ont été effectuées par [Batjes, 1996] et la décomposition du sol en plusieurs réservoirs par [Schimel et al., 1994] et [Falloon et al., 1998]. Il est à noter que les échanges de carbone lié à la photosynthèse correspondent plus ou moins aux flux liés à la respiration et à la combustion de la matière organique (incendies dont les origines sont en partie naturelles). Ces derniers flux ont été estimés par [Scholes and Andreae, 2000].

C. La perturbation humaine.

La concentration du CO₂ atmosphérique (xCO_{2atm}) avant le début de l'ère industrielle (approximativement en 1750) était plutôt stable. Sa valeur était de 280 ± 10 ppm (partie par million en volume) depuis plusieurs milliers d'années ([IPCC, 2001]). Mais à partir de cette époque, xCO_{2atm} n'a pas cessé d'augmenter. En 1999, elle était de 367 ppm (source [IPCC, 2001]). Par comparaison, lors des périodes de glaciation - interglaciación, les extrema atteints par xCO_{2atm} était approximativement 180 ppm et 280 - 300 ppm. Ces dernières mesures sont effectuées en utilisant les carottes de glace extraites à la station de Vostok en Antarctique. Les valeurs actuelles sont donc les plus fortes jamais atteintes par l'atmosphère depuis environ 420 000 ans (période couverte par les mesures). Cette hausse rapide (en un peu plus de 2 siècles) est due à l'activité humaine. La combustion massive des énergies fossiles (charbon, pétrole et gaz naturel) ainsi que le déboisement intensif ont contribué à déséquilibrer le cycle naturel du carbone. Ceci a entraîné un dégazage massif de CO₂ dans l'atmosphère. Durant les années 1980, la source de CO₂ anthropique (c'est à dire due à l'homme) est estimée à 5.4 ± 0.3 GtC an⁻¹. Toutefois, l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère n'est que de 3.3 ± 0.1 GtC an⁻¹ pour cette période. Donc, une partie du CO₂ produit par l'homme est piégée par la biosphère continentale et l'océan.

La partie (b) de la Figure 1 résume les flux de CO₂ d'origine anthropique entre les différents réservoirs. Le CO₂ d'origine anthropique relâché dans l'atmosphère provient de différentes sources. Les plus importantes sont la combustion d'énergie fossile (fossil fuel burning), la production de ciment (cement production) et un terme lié au changement d'affectation des terres (land use change). Ce dernier terme regroupe toutes les modifications faites au sol par l'homme (par exemple, le déboisement d'une forêt afin de pratiquer l'agriculture). Du fait de leurs échanges "rapides" avec l'atmosphère, la biosphère et l'océan absorbent une partie de ce CO₂ anthropique. Il est à noter que ces flux sont relativement faibles par rapport aux échanges naturels entre l'océan et l'atmosphère et entre la biosphère et l'atmosphère mais déséquilibrent cependant le bilan global du carbone.

Dans le Tableau 1, les flux liés aux échanges de CO₂ d'origine anthropique sont indiqués pour les années 1980 et les années 1990 (source [IPCC, 2001]).

Tableau 1 : bilan global du CO₂ pour les années 1980 et 1990 exprimée en GtC an⁻¹ (source [IPCC, 2001]). Les termes positifs sont les flux en direction de l'atmosphère.

	Années 1980	Années 1990
Augmentation du CO ₂ dans l'atmosphère	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1
Emission de CO ₂ d'origine anthropique dans l'atmosphère	5.4 ± 0.3	6.3 ± 0.4
Flux entre l'océan et l'atmosphère	-1.9 ± 0.6	-1.7 ± 0.5
Flux entre la biosphère et l'atmosphère :	-0.2 ± 0.7	-1.4 ± 0.7

Les conséquences de l'ajout de CO₂ anthropique dans l'atmosphère sont nombreuses. Le CO₂ est l'un des principaux gaz à effet de serre (le plus important est la vapeur d'eau). Ce sont eux qui maintiennent la température moyenne annuelle à la surface de la Terre (définie comme la moyenne de la température de l'air près de la surface du sol et de la température à la surface de la mer) aux alentours de 15 °C. Malheureusement, l'augmentation de leur concentration dans l'atmosphère entraîne une hausse de cette température moyenne. Cette hausse est de 0.6 ± 0.2 °C ([IPCC, 2001]) depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Si rien n'est fait pour enrayer cela,

d'après les différents scénarios de prévision à long terme de [IPCC, 2001], la température moyenne à la surface du globe pourrait augmenter de 1.4 à 5.8 °C entre 1990 et 2100. Ceci entraînera des perturbations climatiques importantes. En moyenne, et sur tout le globe, les précipitations devraient augmenter (bien qu'en certains endroits, elles pourraient diminuer). Les conséquences les plus visibles seront un recul plus prononcé des glaciers et des calottes glaciaires et une hausse du niveau de la mer (entre 0.11 et 0.77 m entre 1990 et 2100).

L'augmentation du CO₂ atmosphérique entraînera aussi des changements au sein même de l'océan. D'après [Broecker et al., 1979], cette hausse, accompagnée d'une augmentation de la pression partielle du CO₂ dans l'océan via les échanges air-mer de CO₂, provoquera une modification de l'équilibre chimique dans les eaux de surface entraînant leur acidification. Ces changements pourront avoir des conséquences importantes sur la croissance de nombreux organismes marins tels que le corail. De nombreuses études prédisent une diminution probable du taux de calcification des coraux en réponse à ces changements ([Gattuso et al., 1999; Kleypas et al., 1999; Langdon et al., 2000]). [Langdon et al., 2000] prévoient même une diminution de ce taux de près de 40 % sous l'hypothèse d'un doublement de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère entre le début de l'ère industrielle et 2065. Une conférence internationale (The ocean in a high CO₂ world) a eu lieu récemment à Paris au siège de l'UNESCO du 10 au 12 mai 2004. Elle portait sur les conséquences biogéochimiques et biologiques de l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère et dans l'océan et sur les différentes stratégies possibles afin d'atténuer l'impact de cette hausse.

Il est donc nécessaire de continuer à améliorer nos connaissances sur l'évolution temporelle des gaz à effet de serre (et en particulier celle du CO₂) dans l'atmosphère et sur leurs mécanismes d'absorption par l'océan et la biosphère afin d'affiner les prédictions futures. L'océan, recouvrant environ les deux tiers de la surface terrestre, joue un grand rôle sur la régulation du CO₂ dans l'atmosphère (puit océanique d'environ 1.4 GtC an⁻¹ dans les années 1990 d'après [IPCC, 2001]). Dans la partie suivante, je décrirai sommairement le cycle du CO₂ dans l'océan.

D. Le cycle océanique du CO₂.

Dans l'atmosphère, le carbone est présent essentiellement sous la forme du dioxyde de carbone (CO_{2g}). Il s'échange continuellement entre l'atmosphère et l'océan. J'exposerai d'abord des différentes formes du CO₂ dans l'eau (système des carbonates) en rappelant quelques relations essentielles. Puis, je décrirai les processus importants qui peuvent modifier la concentration du CO₂ ou la valeur de la pression partielle du CO₂ dans la couche de surface et l'océan intermédiaire et profond (les échanges de CO₂ à l'interface entre l'océan et l'atmosphère, le mélange, l'effet thermodynamique, l'effet de la biologie et de la formation du carbonate de calcium).

La partie (c) de la Figure 1 résume les différents aspects du cycle océanique du carbone. Dans la couche de mélange océanique, la partie gauche correspond au système des carbonates et la partie droite à l'activité biologique. Le DIC (Dissolved Inorganic Carbon) à la surface des océans peut être transporté hors de la CMO par des mécanismes de transports physiques (mélange vertical). De même, le DIC stocké dans l'océan intermédiaire et profond peut être ramené dans la couche de surface par ces transports. Le terme GPP (Gross Primary Production) correspond au carbone organique total produit par photosynthèse (flux estimés par [Bender et al., 1994]) et le terme NPP (Net Primary Production) correspond à ce qui reste après la respiration par les espèces autotrophes (flux estimés par [Falkowsky et al., 1998]). Le phytoplancton est brouté par le zooplancton et du carbone organique est redissous lors de leur respiration (respiration hétérotrophe). Les flux de DOC (Dissolved Organic Carbon) et de

POM (Particular Organic Matter) exportés hors de la CMO sont estimés par [Schitzer, 2000]. Une majeure partie du carbone organique est retransformée en DIC. Seule une infime quantité arrive au fond de l'océan et est enfouie dans les sédiments. [Milliman, 1993] a estimé le flux de carbonate de calcium produit par l'activité biologique et exporté vers l'océan profond. Il considère que seulement la moitié va être enfouie dans les sédiments, l'autre étant redissout en dessous de la lysocline. Il est à noter que sur cette figure, une partie du carbone organique et du carbonate de calcium peut être stockée à court terme par les sédiments côtiers. Leur flux de redissolution est indiqué sur le schéma.

1. Le système des carbonates.

Le carbone dans l'eau de mer est présent sous forme de molécules organiques ainsi que sous quatre formes inorganiques (carbone inorganique dissous ou DIC). Les formes inorganiques sont le CO_2 dissous (CO_{2aq}), l'ion bicarbonate (HCO_3^-), l'ion carbonate (CO_3^{2-}) et l'acide carbonique (H_2CO_3). Ces espèces sont caractérisées par leur équation d'équilibre. L'équation de dissociation de l'acide carbonique dans l'eau de mer est la suivante :

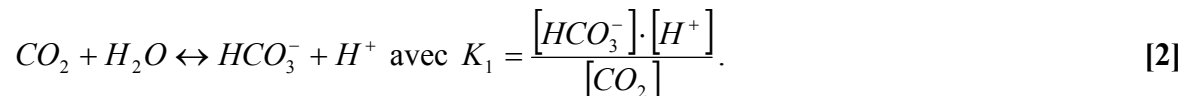
Équation 1 : équation de dissociation de l'acide carbonique dans l'eau de mer.



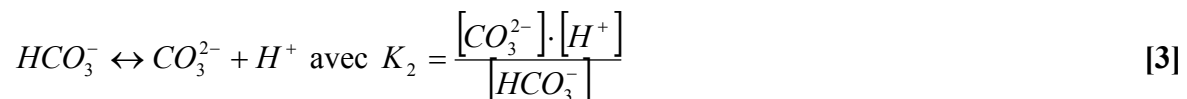
La quantité d'acide carbonique présent dans l'eau de mer (inférieure à 0.3 %) est beaucoup plus faible que celle du CO_{2aq} . De plus ces deux espèces sont électriquement neutres et ne sont donc pas dissociables chimiquement. Leur somme est habituellement notée CO_2 ($[CO_2] = [H_2CO_3] + [CO_{2aq}]$).

Les équations de dissociation des deux autres espèces sont les suivantes :

Équation 2 : équation d'équilibre chimique pour l'ion bicarbonate.



Équation 3 : équation d'équilibre chimique pour l'ion carbonate.



K_1 et K_2 sont les constantes d'équilibres respectives de ces deux équations. Elles dépendent de la température (en °C) et de la salinité (en gramme de sel par kilogramme d'eau de mer ; Il est à noter que, par exemple, une salinité de 35 g/kg d'eau de mer peut s'écrire simplement 35).

Il est à noter que la proportion d'ions bicarbonates présente dans l'eau est beaucoup plus importante que celle des ions carbonates et que celle du CO_2 dissous dans l'eau (respectivement, 90, 9 et 1 %).

La concentration totale en carbone inorganique dissous est donnée par la relation suivante :

Équation 4 : le carbone inorganique dissous.



Une autre relation importante pour les carbonates est l'alcalinité des carbonates (CA) :

Équation 5 : l'alcalinité des carbonates.



L'unité usuelle du DIC et du CA est la $\mu\text{mole kg}^{-1}$.

Le CO_2 peut aussi s'exprimer en terme de pression partielle (selon la loi de Henry) :

Équation 6 : la pression partielle du CO₂ dans l'eau de mer.

$$pCO_2 = \frac{[CO_2]}{s} \quad [6]$$

avec pCO₂ : pression partielle du CO₂ dans l'eau (µatm).

s : la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer (mole kg⁻¹ atm⁻¹).

Sa valeur à la surface, dépend de la température de l'eau de mer et de sa salinité.

[CO₂] : concentration du CO₂ dissous dans l'eau (µmole kg⁻¹).

Le terme de pression partielle est utilisé lorsque plusieurs gaz supposés parfait de natures chimiques différentes coexistent ensemble dans un volume donné. La pression partielle d'un des gaz est alors définie comme la pression qu'exercerait ce gaz dans le même volume s'il était tout seul, à la même température et en quantité identique. Il est à noter que pCO₂ est estimé en supposant que CO₂ est un gaz parfait. Lorsque CO₂ est considéré comme un gaz réel, le terme de fugacité du CO₂ (fCO₂) est employé. D'après [Weiss, 1974], la fugacité peut être confondue avec la pression partielle pour les applications qui ne requièrent pas une précision supérieure à 0.7 %. Pour une échelle de température comprise entre 0 et 30 °C, fCO₂ est environ 3 à 4 ‰ plus petite que pCO₂ à une pression constante de 1 atm donc, pour pCO₂ égale à 360 µatm, la différence n'est que de l'ordre de 1 µatm ([Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]).

Le système des carbonates comprend 6 variables : [CO₂] (ou pCO₂), [HCO₃⁻], [CO₃²⁻], DIC, CA et [H⁺] (ou pH). Or, il existe quatre relations entre ces variables : l'Équation 2, l'Équation 3, l'Équation 4 et l'Équation 5 (dans le cas où pCO₂ est utilisé à la place de CO₂, il faut remplacer CO₂ dans les équations précédentes en se servant de l'Équation 6). Donc, en théorie, il est possible de calculer la valeur de toutes les variables en mesurant seulement deux d'entre elles.

En pratique, seules pCO₂, DIC, pH et l'alcalinité totale de l'eau de mer (TA) peuvent être mesurées directement. En effet, l'eau de mer comprend, en plus des carbonates, d'autres espèces dont les plus importantes sont les borates (B(OH)₄⁻). TA peut être déterminée rigoureusement par la formule de [Dickson, 1981] :

Équation 7 : alcalinité totale

$$TA = [HCO_3^-] + 2 \cdot [CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] + [HPO_4^{2-}] + \\ 2 \cdot [PO_4^{3-}] + [SiO(OH)_3^-] + [NH_3] + [HS^-] + \dots \quad [7] \\ - [H^+]_F - [HSO_4^-] - [HF] - [H_3PO_4] - \dots$$

Les ... correspondent à l'ajout d'autres espèces mineures (base ou acide) qui peuvent être négligés dans l'estimation de TA. Le terme [H⁺]_F signifie concentration en ion hydrogène libre (voir [Dickson, 1984; Dickson, 1993; DOE, 1994] pour plus de détail).

L'alcalinité de carbonates peut être ainsi reliée à l'alcalinité totale par la concentration des ions B(OH)₄⁻ et de celles des autres espèces qui apparaissent dans l'Équation 7.

Il suffit, ainsi, de mesurer deux des 4 variables précédemment citées pour en déduire la valeur des autres. Par exemple, la mesure de pCO₂ et TA permet d'estimer DIC, pH, [HCO₃⁻] et [CO₃²⁻]. [Millero et al., 1993] ont estimé les erreurs totales commises en appliquant cette méthode. Ils ont pris comme précision pour les mesures de pH, DIC et fCO₂ (la fugacité du CO₂) et TA, respectivement, ± 0.002, ± 2 µmole kg⁻¹, ± 2 µatm, ± 4 µmole kg⁻¹. Pour chaque couple possible de variables, ils ont calculé les erreurs commises en estimant les autres. Les résultats trouvés sont regroupés dans le Tableau 2.

Tableau 2 : erreurs commises dans le calcul des paramètres pour différentes couples en entrée.

entrées	Erreur sur pH	Erreur sur TA ($\mu\text{mole kg}^{-1}$)	Erreur sur DIC ($\mu\text{mole kg}^{-1}$)	Erreur sur $f\text{CO}_2$ (μatm)
pH et TA	-	-	± 3.8	± 2.1
pH et DIC	-	± 2.7	-	± 1.8
pH et $f\text{CO}_2$	-	± 21	± 18	-
$f\text{CO}_2$ et DIC	± 0.0025	± 3.4	-	-
$f\text{CO}_2$ et TA	± 0.0026	-	± 3.2	-
TA et DIC	± 0.0062	-	-	± 5.7

L'erreur commise dépend donc du couple de valeurs mesurées. Les erreurs sont maximums pour le couple (pH, $f\text{CO}_2$) et minimum pour (pH, DIC) en tenant compte des précisions prises au départ sur la mesure de chaque variable.

Une autre remarque importante est l'effet tampon de l'eau de mer. Le système des carbonates en est le principal acteur. En chimie, l'effet tampon peut s'appliquer sur plusieurs grandeurs dont le pH. Plus précisément, le système des carbonates s'oppose (jusqu'à une certaine mesure) à une trop brusque variation du pH de l'eau de mer. Par exemple, l'ajout dans l'eau de mer (ne contenant que des carbonates ici) d'un acide fort (libérateur d'ion H^+) entraîne une modification de l'équilibre des carbonates : les ions bicarbonates et carbonates se transforment en CO_2 . Ainsi, le pH de "l'eau de mer" se maintient entre 6 et 8. Ce n'est qu'à partir d'une concentration d'ion H^+ de l'ordre de 3 mmole kg^{-1} dans "l'eau de mer" que son pH se met à baisser brutalement ([Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]). Bien entendu, l'eau de mer est constituée d'autres acides faibles et, donc, d'autres équilibres interviennent dont il faut tenir compte pour un calcul précis de pH. Comme indiqué plus haut, l'un des plus important est l'acide borique ($\text{B}(\text{OH})_3$).

Dans le cas qui nous intéresse, l'effet tampon s'applique ici au CO_2 dissous. Le système des carbonates réagit à un ajout de CO_2 venant de l'atmosphère dans l'océan. En fait, ce sont les ions carbonates qui vont s'associer au CO_2 dissous en excès pour le neutraliser selon la réaction ci dessous :

Équation 8 : effet tampon de l'océan en cas de CO_2 en excès.



Bien sûr, une partie des ions bicarbonates créés vont être transformés en ions carbonate et H^+ d'après l'Équation 3 entraînant une diminution du pH de l'eau de mer. Un terme important pour comparer le changement relatif du carbone inorganique dissous (DIC) avec celui de la pression partielle du CO_2 atmosphérique ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$) est le facteur de Revelle (R). La formule de R est estimée à alcalinité totale constante :

Équation 9 : facteur de Revelle.

$$R = \left(\frac{\frac{dp\text{CO}_2}{p\text{CO}_2}}{\frac{d\text{DIC}}{\text{DIC}}} \right)_{TA=\text{cste}} \quad [9]$$

Les valeurs de R rencontrées dans l'océan sont comprise entre 7 et 19 et dépendent, d'une part, de la concentration du CO_2 dans l'océan et, d'autre part, de la température de l'eau de mer. Il est en général voisin de 10 mais peut être plus faible dans les eaux chaudes et plus fort dans les eaux froides. Ainsi, un changement relatif dans la concentration du CO_2 dissous entraîne une variation relative environ dix fois plus faible du carbone inorganique dissous (DIC).

L'équilibre du système des carbonates peut être influencé par différents processus qui ont pour effet de changer la concentration du CO₂ dans la couche de surface océanique. Dans la suite, je décrirai les processus les plus importants.

2. Les flux de CO₂ à l'interface océan atmosphère.

a) Introduction.

Les échanges de CO₂ à l'interface océan - atmosphère s'effectuent principalement grâce à des mécanismes dynamiques et thermodynamiques.

Il est à noter que les flux peuvent être mesurés directement. Par exemple, [McGillis *et al.*, 2001] ont utilisés différentes techniques de mesures dans le nord de l'Atlantique (Gas-Ex98) afin d'estimer les flux de CO₂. L'une de ces techniques est la mesure du flux par covariance directe ([Jones, 1977]). Cependant ces mesures directes de flux restent imprécises et très locales. C'est pourquoi, je me suis servi pendant ma thèse d'une autre méthode, décrite ci-dessous, qui me permet de calculer les flux de CO₂.

b) Equation locale du flux air-mer de CO₂.

Le flux local de CO₂ à l'interface air-mer (F) peut s'écrire ainsi :

$$F = k \cdot (s_{eau} \cdot pCO_2 - s_{surf} \cdot pCO_{2atm})$$

avec F : le flux local de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère (positif quand il est dirigé de l'océan vers l'atmosphère).

k : la vitesse de transfert du gaz (cm h⁻¹).
Caractérise la rapidité des échanges air-mer de CO₂.

s : la solubilité du gaz (mol m⁻³ atm⁻¹).
Le terme 'eau' désigne la solubilité dans la couche de surface océanique et le terme 'surf', la solubilité à l'interface air-mer.

La solubilité dans la couche de surface n'est pas la même que celle à l'interface air mer (s_{surf}=s_{eau}+δ). La différence (δ) entre ces deux termes est due à la différence de température entre l'océan superficiel et la couche de surface appelé l'effet de peau ([Goyet and Brewer, 1993; Robertson and Watson, 1992; VanScoy *et al.*, 1995]). Dans la suite, je ne tiendrai pas compte de cet effet. [VanScoy *et al.*, 1995] ont estimé que la correction à appliquer sur le flux global due à cet effet, en se servant de la relation de [Tans *et al.*, 1990] et des champs de vent de [Wright, 1988]), est égale à 0.39 GtC an⁻¹. Dans l'océan sud, la correction à appliquer serait de l'ordre de ± 0.1 moles de carbone par mètre carré et par an.

En pratique, je me sers de la formule simplifiée suivante :

Équation 10 : flux local de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère.

$$F = k \cdot s \cdot \Delta pCO_2 \quad [10]$$

avec $\Delta pCO_2 = pCO_2 - pCO_{2atm}$ (µatm).

ΔpCO₂ est la différence de la pression partielle du CO₂ à l'interface air-mer. Elle détermine si l'eau de mer est sous-saturée ou sursaturée en CO₂ par rapport à l'atmosphère. Dans le cas où la pression partielle du CO₂ dans l'eau (pCO₂) est supérieure à celle dans l'air (pCO_{2atm}), une partie du CO₂ présent dans l'eau "s'échappe" vers l'atmosphère. Dans le cas contraire, le CO₂ atmosphérique est absorbé par l'océan. C'est donc ΔpCO₂ qui dicte le sens des échanges du CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. En outre, la répartition spatiale de pCO_{2atm} à la surface des océans est assez homogène. Elle est relativement bien connue car il existe un réseau mondial de stations de mesures. La concentration globale du CO₂ dans l'atmosphère augmente actuellement d'environ 1.5 ppm par an. En ce qui concerne pCO₂, sa variabilité spatiale peut

être très importante localement. En effet, comme décrit précédemment, la concentration de CO₂ dans l'eau de mer dépend de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui sont liés entre eux. Schématiquement, l'activité biologique à la surface qui fixe du carbone par photosynthèse fait baisser la pression partielle du CO₂ à la surface de la mer (pompe biologique). Les remontées d'eaux froides profondes dans les régions chaudes (upwelling) font augmenter la pression partielle du CO₂ dans l'eau (les eaux profondes sont riches en CO₂). Se superposent à ces mécanismes, des processus thermodynamique et de mélange locaux (cf. II.D.3). La connaissance de ces phénomènes ainsi que leur impact quantitatif sur pCO₂ sont encore assez mal connus. Il existe de nombreux modèles globaux tentant de prendre en compte ces processus afin d'estimer, entre autre, la variabilité de pCO₂, toutefois, les résultats sont encore approximatifs. Des modèles de circulation générale océanique (OGCM) tels que OPA (Océan PARallélisé) élaboré au LODYC (ou ORCA la nouvelle version de OPA) couplés à des modèles biogéochimiques ([LeQuéré, 1999]) tels que PISCES permettent la simulation de nombreux paramètres dont pCO₂ ([Aumont et al., 2002]). D'autre part, les mesures de pCO₂ restent locales car elles ne sont réalisées qu'en de rares stations fixes ou lors de campagnes en mer ou par des bouées dérivantes (CARIOCA). La connaissance de la répartition spatio-temporelle de pCO₂, bien qu'encore très incomplète, s'est beaucoup améliorée depuis la fin des années 80 grâce à la multiplication des campagnes notamment au sein du projet international JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study). L'ensemble des données disponibles ont été compilées afin d'obtenir une cartographie de la répartition spatiale de pCO₂ ([Takahashi et al., 1997; Takahashi et al., 2002; Takahashi et al., 1999]). Malheureusement, les résultats obtenus restent encore très controversés (en particulier à l'échelle régionale).

Pour obtenir le flux de CO₂ global dans une région de surface S_{région} donnée, j'intégrerai l'Équation 10 en espace (sur S_{région}) et en temps :

Équation 11 : flux global de CO₂ à l'interface air-mer.

$$F_{global} = \iint_{S_{région}} (k \cdot s \cdot \Delta pCO_2) dr^2 dt \quad [11]$$

La variabilité du flux dépend donc de l'intégrale du produit de k.s et de ΔpCO₂. D'après [Etcheto and Merlivat, 1988], k.s et ΔpCO₂ sont très variables dans l'espace et dans le temps donc, il est nécessaire de connaître d'abord leur variabilité respective.

3. Effet du mélange de masses d'eau et effet thermodynamique.

Les deux principaux mécanismes influençant l'abondance des espèces chimiques à la surface des océans (ainsi que la salinité) sont l'évaporation et le mélange avec de l'eau douce apportée soit par précipitation, soit par les rivières. Un autre processus important est le mélange entre masses d'eau de différentes origines. La salinité de la masse d'eau finale ainsi que la quantité de carbone dissous (DIC) sont conservées. Une autre quantité conservée est l'alcalinité totale dans l'océan (TA) par conservation de la charge (s'il n'y avait que des carbonates dans l'océan, ce serait la valeur de CA qui serait indépendante de ce processus). Donc, TA et DIC, ainsi que la salinité, sont des variables conservatrices vis-à-vis des processus physiques. Il faut faire attention que je ne m'intéresse pas ici au phénomène de mélange proprement dit (vitesse de mélange de chaque masse d'eau par exemple). Je décris seulement les résultats obtenus en supposant un temps suffisamment long pour que ce processus soit terminé. Ainsi, lors du mélange entre différentes masses d'eau (i=1, ..., N) possédant des caractéristiques propres (masse M_i, salinité S_i, carbone total dissous DIC_i et alcalinité totale TA_i), la masse d'eau totale

issue du mélange aura ses propriétés (M_m , S_m , DIC_m et TA_m) définies selon les équations suivantes ([Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]) :

$$M_m = \sum_{i=1}^N M_i \text{ (conservation de la masse).}$$

$$S_m = \frac{1}{M_m} \cdot \sum_{i=1}^N (M_i \cdot S_i) \text{ (conservation de la salinité).}$$

$$DIC_m = \frac{1}{M_m} \cdot \sum_{i=1}^N (M_i \cdot DIC_i) \text{ (conservation du carbone total dissous).}$$

$$TA_m = \frac{1}{M_m} \cdot \sum_{i=1}^N (M_i \cdot TA_i) \text{ (conservation de l'alcalinité totale).}$$

La mesure de l'alcalinité totale et du contenu en carbone inorganique dissous de la masse d'eau finale permet de connaître la concentration des autres paramètres du système des carbonates (le $[CO_2]$ ou pCO_2 en particulier).

La pression partielle de CO_2 à la surface des océans peut être influencée par la variation de la température de la masse d'eau considérée ("pompe" de solubilité). En effet, d'après l'Équation 6, la solubilité du CO_2 dans l'eau (s) ainsi que la concentration du CO_2 dans l'eau (par l'intermédiaire des constantes de dissociation K_1 et K_2) dépendent tous les deux de la température mais cette dernière dépendance peut être négligée. Donc les variations de pCO_2 dues à la température sont gouvernées par celle de la solubilité. Lors d'un échauffement de la masse d'eau à la surface, la solubilité du gaz est diminuée. Cela signifie que la pression partielle du CO_2 à la surface des océans augmente car elle est inversement proportionnelle à s . Les océans ont, ainsi, tendance à dégazer du CO_2 vers l'atmosphère en région équatoriale et à en absorber dans les zones de hautes latitudes. [Takahashi et al., 1993] ont étudié ce phénomène à la surface de l'océan Atlantique Nord et ont établi expérimentalement que la variation de pCO_2 due à la température est de $4.23 \% \text{ } ^\circ C^{-1}$. Ce terme (4.23%) est supposé approximativement indépendant de la température et de la composition chimique de l'eau de mer et donc, peut être considéré comme constant. La formule correspondante est la suivante :

Équation 12 : effet thermodynamique sur pCO_2 .

$$pCO_2(SST_2) = pCO_2(SST_1) \cdot \exp(0.0423 \cdot [SST_2 - SST_1]) \quad [12]$$

avec SST_2 : température finale de la masse d'eau.

SST_1 : température initiale de la masse d'eau.

D'autres relations existent reliant pCO_2 à la température qui donnent des dépendances proches de $4.23 \% \text{ } ^\circ C^{-1}$ ([Copin-Montégut, 1988; Copin-Montégut, 1989; Goyet et al., 1993]) mais dans ce manuscrit, j'utilise uniquement la relation ci-dessus.

4. Effet de la biologie.

Un autre effet gouvernant le CO_2 dans la couche de surface est la biologie ("pompe" biologique). L'activité biologique se déroule à la surface de l'océan dans la couche euphotique, la partie éclairée de l'océan. La lumière solaire pénétrant dans l'océan est petit à petit absorbée et la limite de la couche euphotique est définie comme la profondeur à partir de laquelle 1 % de la lumière solaire incidente reçue est mesurée. En théorie, elle peut atteindre 100 m d'épaisseur dans de l'eau pure mais est beaucoup moins profonde à cause de la présence de particules en suspension (plancton par exemple). La biologie est intimement liée aux processus physiques de la circulation océanique. En effet, l'activité biologique (photosynthèse) dépend de la disponibilité en lumière mais aussi de celle en nutriment (nitrate, phosphate, azote) et en CO_2 . Ce sont les phénomènes d'advection et de diffusion qui fournissent, en grande partie, ces matières premières.

Schématiquement, le principe des processus biogéochimiques à la surface des océans est plutôt simple. Une description plus détaillée est disponible dans [Jacques and Tréguer, 1986] et dans [Lalli and Parsons, 1993]. Le phytoplancton sous l'effet de la lumière et en présence de nutriment et de CO₂ se développe, produit de la matière organique par photosynthèse et respire (production primaire brute). Le phytoplancton est une espèce autotrophe car il produit lui même sa matière organique. La croissance du phytoplancton s'appelle le bloom phytoplanctonique. Dans la majeure partie des océans, il continue jusqu'à l'épuisement total des nutriments présents dans la couche euphotique (les zones HNLC ou High Nutrient Low Chlorophyll sont une exception). Ceci entraîne une diminution du CO₂ à la surface des océans. Une partie du phytoplancton est brouté par le zooplancton qui sera lui même absorbé en partie par d'autres espèces animales. Le zooplancton est une espèce hétérotrophe par opposition au phytoplancton car il ne produit pas sa propre matière organique. Les organismes morts ainsi que les pelotes fécales produites par le zooplancton forment les détritiques organiques. Du carbone organique dissous (DOC) est aussi relâché dans l'océan par ces organismes. Les détritiques se regroupent sous forme d'agrégats. La majorité de ces agrégats et du DOC sont dégradés à l'intérieur de la couche euphotique par des micro-organismes (bactéries). Ceci permet le recyclage des nutriments et du carbone organique dissous. Ces nutriments vont être de nouveau utilisés par le phytoplancton restant pour produire de la matière organique (production régénérée). De plus, des nutriments sont ramenés dans la couche euphotique par des processus physiques (upwelling, turbulence) puis sont transformés en matière organique par le phytoplancton (production nouvelle). La somme de la production nouvelle et de la production régénérée est appelée la production primaire nette. Seule 10 % (en moyenne sur tout l'océan) de la production primaire nette est exportée hors de la couche euphotique (production exportée) sous forme de carbone organique particulaire (POC) et de carbone organique dissous qui n'a pas été dégradé par les bactéries. La majorité de ces particules biogéniques (particules en suspension ou en chute libre dans l'océan créées par l'activité biologique) est reminéralisée dans l'océan intermédiaire. Les processus physiques (mélanges verticaux) vont ramener nutriments et DIC dans la couche euphotique où ils pourront de nouveau être utilisés par la biologie marine. Seule une infime partie de la matière organique tombe dans les sédiments au bout de plusieurs jours à plusieurs semaines. Là encore, une dégradation à la surface des sédiments est encore possible et finalement, une très faible quantité est séquestrée dans les roches sédimentaires puis dans la lithosphère pour des millions d'années (cycle long du carbone organique). En résumé, sur 1000 atomes de carbone utilisés au cours de la photosynthèse, seul 50 à 100 sont exportés en dessous de 100 m. Au delà de 1000 m, il ne reste plus que 10 atomes qui seront stockés pour des millénaires dans l'océan profond. Enfin, seul 1 atome sera enfoui dans les sédiments où il sera séquestré dans les roches sédimentaires puis lithosphériques pendant des millions d'années. Le temps mis par la matière organique pour atteindre le fond des océans varie, allant de plusieurs jours à plusieurs semaines.

L'activité biologique se produit selon un cycle saisonnier. Le phytoplancton se trouve dans la couche de mélange océanique (CMO), zone turbulente de l'océan. Il est transporté par les mouvements de l'eau. Cette couche est minimale en été (plus petite que la couche euphotique) et maximale en automne - hiver (plus grande que la couche euphotique). En hiver, bien que des nutriments soient disponibles dans la couche euphotique, le mélange turbulent et la grande profondeur de la thermocline saisonnière (couche de l'océan se situant à la base de la CMO et caractérisé par un gradient vertical en densité) empêchent la photosynthèse de la matière organique par le phytoplancton. En hiver, le phytoplancton est "mêlé" dans la CMO : il entre et sort de la couche euphotique (beaucoup plus mince que la CMO) donc passe beaucoup de temps à l'abri de la lumière. Le phénomène de la photosynthèse ne peut, ainsi, pas vraiment avoir lieu. Au printemps, la profondeur de la thermocline saisonnière diminue, la

disponibilité en lumière augmente et l'océan se stratifie sous l'effet du réchauffement. Un bloom phytoplanctonique peut alors se produire. Toutefois, la stratification de l'océan empêche l'approvisionnement en nutriment de la couche de surface par les phénomènes physiques de mélange. Le bloom continue alors jusqu'à l'épuisement des nutriments en été. En outre, la CMO étant plus mince que la couche euphotique, la photosynthèse peut avoir lieu sous la CMO cette saison. En automne, la profondeur de la CMO augmente favorisant l'apport de nutriment dans la couche de surface. Ceci peut permettre la formation d'un nouveau bloom. En hiver, la thermocline saisonnière s'approfondit encore et la disponibilité en lumière devient minimale empêchant le phénomène de la photosynthèse de s'effectuer.

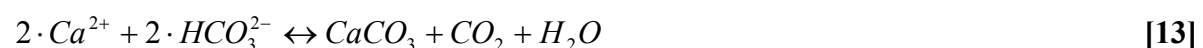
Plusieurs facteurs sont limitant pour la biologie. Les deux premiers sont la disponibilité en lumière et la disponibilité en nutriments (en particulier en nitrate). Un autre facteur limitant est la quantité de zooplancton. En effet, le zooplancton peut jouer un rôle important lors des blooms phytoplanctoniques. S'il est en quantité très importante, le phytoplancton peut être brouté dès qu'il est formé empêchant, ainsi, le bloom d'atteindre de fortes valeurs. Il peut donc contrôler l'intensité des blooms. En ce qui concerne l'effet limitant des nutriments, il est à noter qu'il existe des zones océaniques où bien qu'ils soient disponibles en quantité suffisante, le phytoplancton ne se développe pas comme il le devrait. Ces régions sont appelées zone HNLC (High Nutrient Low Chlorophyll). En conséquence, les nutriments ne sont pas limitant dans ces régions. [Martin, 1990] a émis l'hypothèse que la disponibilité en fer pouvait être un facteur limitant. Plusieurs expériences ont été menées pour le vérifier. Certaines régions de l'océan ont étéensemencées en fer. Par exemple, l'expérience SOIREE (Southern Ocean Iron Release Experiment) qui s'est déroulée en février 1999, dans l'océan sud, au sud est de la Nouvelle-Zélande (219°E ; 61°S). Elle est décrite en détail dans [Watson et al., 2000] et [Bakker et al., 2001]. Après avoir enrichi leur zone d'étude en fer, les auteurs ont, ensuite, constaté l'apparition d'un bloom phytoplanctonique au bout de quelques jours. Le fer peut donc être un facteur limitant dans les régions HNLC. Toutefois, l'un de leur but était de savoir si le carbone, transformé en matière organique par le phytoplancton lors de la photosynthèse, allait être finalement stocké dans l'océan intermédiaire et profond. Malheureusement, ceci n'a pas pu être mis en évidence lors de ces expériences.

En ce qui concerne le système des carbonates, l'activité biologique via la photosynthèse utilise des nutriments dont les nitrates (NO_3^-) ce qui modifie l'équilibre électrochimique entre les espèces (variation des charges négatives). En fait, la réserve alcaline des carbonates (mesure de la charge des ions carbonates et bicarbonate) baisse. Donc, TA diminue légèrement. En outre, le principal effet de l'activité biologique est la diminution du DIC. Cela s'accompagne d'une baisse de l'abondance des ions bicarbonates, d'une augmentation des ions carbonates et, surtout, d'une diminution de la pression partielle du CO_2 à la surface de l'océan.

5. Formation du carbonate de calcium.

Certaines espèces de plancton utilisent aussi le carbone dissous pour se constituer un squelette ou une coquille en carbonate de calcium ($CaCO_3$) afin de se protéger, selon la réaction :

Équation 13 : formation du carbonate de calcium.



Ce sont, par exemple, les coccolithophoridés et les foraminifères (voir [Milliman, 1993] et [Milliman and Drozler, 1996] pour une revue plus détaillée sur les différents producteurs de carbonate de calcium).

Il est à noter que cette réaction peut se faire de façon naturelle mais elle est très rare (seulement près des côtes dans les eaux très chaudes) donc la formation du carbonate de calcium s'effectue principalement grâce à l'activité biologique. Le carbonate de calcium existe

sous deux formes minérales distinctes : la calcite et l'aragonite mais je ne parlerais ici que de la calcite.

Il est nécessaire de définir deux termes importants. Tout d'abord, la lysocline est la profondeur à partir de laquelle le carbonate de calcium commence à se redissoudre rapidement en ions carbonate et Ca^{2+} . Au dessus de cette profondeur, le carbonate de calcium reste donc sous forme solide. La profondeur de la lysocline peut atteindre environ 4000 m pour l'océan Indien et Pacifique et approximativement 4000 à 5000 m pour l'océan Atlantique. La principale raison expliquant la différence de profondeur de la lysocline pour ces différents océans est que les eaux profondes Atlantique ont une concentration plus forte en ions carbonates (donc une concentration plus faible en CO_2 dissous) que les deux autres océans ([Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]). Le deuxième terme important est la profondeur de compensation du carbonate de calcium (CCD). A partir de cette profondeur, le carbonate de calcium n'existe plus sous forme solide.

Après la mort des espèces de plancton possédant un squelette en carbonate de calcium, le CaCO_3 chute dans la colonne d'eau. Tant que sa profondeur n'atteint pas celle de la lysocline, il reste sous forme solide. En dessous, il commence à se redissoudre en ions carbonates (et Ca^{2+}). Il peut atteindre le fond des océans et rester sous forme de sédiments seulement si cette profondeur est inférieure à celle de la CCD. Ainsi, l'accumulation de sédiments calcaires n'est plus possible au delà de cette profondeur.

En ce qui concerne le système des carbonates, la précipitation de carbonate de calcium entraîne aussi une modification de l'équilibre des espèces chimiques dans l'océan : la concentration des ions carbonates diminue. A la fois une baisse de TA et du carbone total dissous se produit, alors, dans un rapport de 2:1 ([Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]). Ceci a pour conséquence une augmentation de la pression partielle du CO_2 à la surface des océans.

Il est noter que la redissolution du carbonate de calcium est possible en profondeur car la concentration en ion carbonate n'est pas la même sur toute la colonne d'eau. A la surface, le stockage de CO_2 par photosynthèse entraîne une augmentation de ces ions (l'océan de surface est sursaturé en ion carbonates) donc la redissolution du CaCO_3 ne peut se produire. Au contraire dans l'océan profond la dégradation de la matière organique en nutriments et en DIC entraîne une baisse des ions carbonates (océan profond sous saturé en ions carbonates) donc la redissolution du CaCO_3 peut s'effectuer.

En résumé, l'activité biologique est composée de deux parties bien distinctes qui ont des effets opposés sur la pression partielle de CO_2 à la surface des océans. D'un coté, la photosynthèse par le phytoplancton qui transforme du CO_2 dissous et des nutriments en matière organique, entraîne une diminution de pCO_2 tandis que la formation de squelette en carbonate de calcium par certaines espèces autotrophes a pour conséquence une augmentation de celui ci. L'effet global de l'activité biologique dépend donc de l'importance relative de ces deux processus. En moyenne sur tout l'océan, le phytoplancton semble utiliser quatre fois plus de CO_2 dissous pour produire ses tissus organiques que pour fabriquer leur squelette en CaCO_3 . Donc, l'effet net de la biologie sur tout l'océan est la baisse du pCO_2 .

6. Synthèse.

En absence de toute perturbation, la pression partielle de CO_2 à la surface des océans est en équilibre avec l'atmosphère. La Figure 2 montre les effets de différents processus sur deux paramètres importants pour le système des carbonates : l'alcalinité totale et le contenu en carbone total de la couche de surface. En effet, beaucoup de processus influençant ce système peuvent être décrits en considérant les changements en TA et en DIC qui leurs sont associés. En supposant que la température reste constante, les caractéristiques principales sont les suivantes :

- L'absorption ou de dégazage de CO_2 par l'océan entraîne seulement une modification du DIC (ainsi que du pCO_2) sans changer l'alcalinité totale.
- L'activité biologique via le phénomène de photosynthèse et de respiration modifie à la fois TA (légèrement) et le DIC.
- La formation d'une mole de carbonate de calcium par les organismes marins diminue à la fois le DIC et TA dans la proportion de 1 :2.

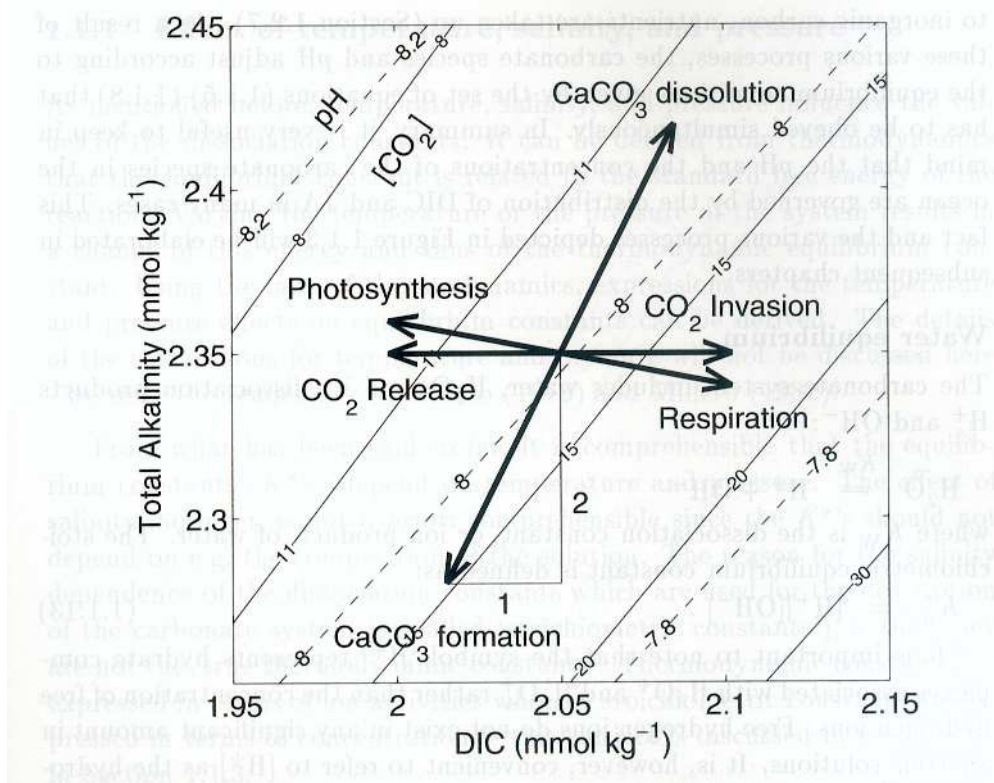


Figure 2 : figure synthétisant, à température constante, les effets sur le DIC et TA de la formation/dissolution du carbonate de calcium, de la biologie (photosynthèse/respiration) et de l'absorption et du dégazage du CO_2 par l'océan. Les isocontours du pH (traits pointillés) et du $[\text{CO}_2]$ en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (traits continus) en fonction du DIC et de TA sont aussi superposés à ce diagramme. Cette figure est issue de la figure 1.1.3 de [Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]) (origine [Baes, 1982]).

III. Les flux de CO₂ à l'interface entre l'océan et l'atmosphère.

Ce chapitre est consacré au travail que j'ai mené au cours de ma thèse sur les flux de CO₂. Il est composé de deux parties qui correspondent aux termes importants pour l'estimation des flux : le coefficient d'échange K et $\Delta p\text{CO}_2$.

Dans la partie décrivant K , je rappellerai tout d'abord très succinctement quelques études théoriques et expérimentales importantes effectuées sur le coefficient d'échange (tout particulièrement celles reliant K à la vitesse du vent U). Malgré la polémique (voir ci dessous) sur le choix de la relation K - U à appliquer, l'utilisation de ces relations et des données satellitaires permet d'obtenir une cartographie globale du coefficient d'échange et ainsi d'étudier sa variabilité à grande échelle. Ensuite, je décrirai l'étude effectuée sur les coefficients K intégrés sur la surface dans une région particulière : l'océan sud.

La deuxième partie est consacrée à la variabilité du $p\text{CO}_2$ dans l'océan sud. Je décrirai les premiers résultats obtenus en utilisant les données mesurées par les quatre bouées CARIOCA déployées en 2002 et 2003 au large des Kerguelen et au sud de la Tasmanie. Puis, je présenterai ma méthode d'extrapolation du $p\text{CO}_2$ élaborée à partir de données in situ et satellitaires dans la zone étudiée : le sud de la Tasmanie et de la Nouvelle Zélande (125°E – 155°O ; 45°S – 60°S). Enfin, une comparaison des résultats déduits de ma méthode d'extrapolation avec, d'une part, des mesures indépendantes (bouées CARIOCA et campagnes SOIREE) et, d'autre part, les sorties du modèle PISCES sont effectuées.

A. Les flux air-mer de CO₂ de l'échelle globale à l'océan sud : le rôle du coefficient d'échange du CO₂.

1. Les différentes formulations entre le coefficient d'échange du CO₂ et la vitesse du vent.

a) Introduction.

Les échanges de gaz entre l'océan et l'atmosphère s'effectuent par des processus dynamiques et thermodynamiques. Chaque milieu (air ou mer) est composé, en partant de l'interface air-mer, d'une mince couche de diffusion moléculaire puis d'une couche turbulente. Il est à noter que la transition entre ces deux couches se fait de manière continue. Dans ce concept de deux couches pour chaque milieu près de la surface, le principal obstacle au transfert de gaz à travers l'interface entre ces deux milieux est la couche de diffusion moléculaire dans l'air ou dans l'eau. Pour les gaz qui ne sont pas très solubles dans l'eau, les échanges entre l'océan et l'atmosphère sont contrôlés par la résistance de la couche de diffusion moléculaire aqueuse. C'est le cas de la quasi majorité des gaz constituant l'atmosphère dont en particulier le dioxyde de carbone (CO₂) et l'oxygène libre (O₂). Pour l'autre catégorie de gaz qui sont très solubles dans l'eau (en particulier la vapeur d'eau), la barrière s'opposant à leurs échanges entre l'atmosphère et la mer se situe dans l'air.

Le concept d'une couche mince aqueuse de diffusion moléculaire comme la principale barrière aux échanges de gaz entre l'eau et l'air est la base de nombreux modèles théoriques. En outre, l'augmentation des mouvements turbulents, générés par le vent par exemple, peut entraîner un mélange partiel (ou total) de la couche de diffusion moléculaire avec la couche turbulente. Ceci va provoquer une augmentation des échanges de gaz entre l'eau et l'air (du moins localement) car la couche de diffusion moléculaire diminue (ou disparaît totalement).

Ainsi, la rapidité des échanges de gaz entre l'eau et l'air dépend principalement de l'importance de la turbulence à la surface de l'eau.

b) Modèles théoriques pour la vitesse de transfert du CO₂ entre l'océan et l'atmosphère.

De nombreux modèles théoriques ont été établis afin d'estimer la vitesse de transfert du gaz entre l'océan et l'atmosphère. k dépend essentiellement de la turbulence dans l'eau et de la température à sa surface (SST). La turbulence dans l'eau peut être reliée à la rugosité de surface qui représente l'état de la surface de la mer. [Bock *et al.*, 1999] et [Glover *et al.*, 2002] ont proposé de relier k à la pente des vagues. Toutefois je ne me suis pas servi de ce type de relation au cours de ma thèse car la variabilité de k obtenue par [Glover *et al.*, 2002] sur tout l'océan est proche de celle obtenue avec la relation entre k et U de [Liss and Merlivat, 1986] (comparaisons effectuées par J. Boutin au LODYC); la principale inconnue reste la calibration absolue de ces relations. Par ailleurs, cette turbulence peut être reliée à la vitesse du vent à la surface de la mer (U) ou à sa vitesse de friction (u^*), ces deux termes étant reliés

par le coefficient de frottement, c_D : $c_D = \sqrt{\frac{u^*}{U}}$. Une description détaillée est donnée dans

[Liss and Merlivat, 1986]. Dans de nombreux modèles, k est proportionnelle, d'une part, à U ou à u^* et, d'autre part, au rapport entre la viscosité cinématique de l'eau (ν) et la diffusivité moléculaire (D). Ce rapport est appelé le nombre de Schmidt (Sc) et dépend de la température de l'eau de mer.

Depuis un peu plus de trente ans de nombreuses expériences ont été réalisées en laboratoire et in situ (sur des lacs et en mer) afin d'améliorer la compréhension des échanges de gaz entre l'océan et l'atmosphère. L'influence du vent sur les échanges de gaz (principalement peu solubles dans l'eau) a été étudiée. Leur but était de modéliser k en fonction de la vitesse du vent ou de sa vitesse de friction. Ces études ont montré l'existence de trois régimes distincts selon la gamme de vent :

- pour les faibles vents, un régime caractérisé par une surface lisse.
- pour les vents intermédiaires, un autre caractérisé par une surface rugueuse (présence de vagues) et des échanges renforcés à cause de l'augmentation des mouvements turbulents à la surface engendrés par le vent (voir plus haut).
- pour les fortes vitesses du vent, un dernier régime caractérisé par des vagues déferlantes et des échanges encore plus intenses.

De nombreuses études ont confirmé l'existence de ces trois régimes. La relation de [Deacon, 1977]) semble être en accord avec les mesures expérimentales effectuées en soufflerie dans le cas d'une surface lisse (vents faibles). Pour lui, k est aussi proportionnelle à Sc à la puissance $-\frac{2}{3}$. Il est à noter que si le régime des vents faibles est bien connu (confirmant la relation

précédente) les autres régimes de vent le sont beaucoup moins (en particulier le régime des vents forts car les expériences avec de tels vents sont difficiles à réaliser en laboratoire). [Jähne *et al.*, 1984b; Jähne *et al.*, 1979; Ledwell, 1984; Merlivat and Memery, 1983] ont proposé une dépendance avec le nombre de Schmidt à la puissance $-\frac{1}{2}$ pour le deuxième

régime. Dans le troisième régime, des études théoriques et expérimentales ont montré l'augmentation des échanges de gaz due à l'apparition de bulles capturées par le déferlement des vagues et se retrouvant piégées dans l'océan ([Jähne *et al.*, 1987; Merlivat and Memery, 1983]). Parmi les processus retenus pour expliquer l'accroissement des échanges par rapport au régime précédent, il y a l'augmentation de la turbulence et de la solubilité.

Il est à noter que la plupart des mesures en milieu naturel (lacs et mers) utilise des traceurs (biogéochimiques ou chimiques) afin de mesurer les échanges de gaz. D'une part, ce peut être des traceurs d'origine naturelle comme par exemple, l'isotope radioactif du carbone, le carbone 14 (^{14}C). Celui-ci a la particularité d'avoir aussi une origine anthropique. En effet, dans les années 60, l'explosion de bombes nucléaires a libéré dans l'atmosphère des quantités importantes d'éléments radioactifs dont du ^{14}C (^{14}C d'origine nucléaire). Ce type de traceur est appelé transitoire (par opposition à naturel). Une estimation de la moyenne globale du coefficient d'échange ($K_{14\text{C}}$) a été déduite de l'inventaire du ^{14}C effectué sur le carbone ayant pénétré dans l'océan. Cette estimation a été effectuée par [Broecker et al., 1985]. Ils ont utilisé des champs de vents globaux (vent moyen, $U_{10\text{av}}$, égal à 7.4 m s^{-1}) et ont trouvé une vitesse de transfert moyenne (k_{av}) égale à 22 cm h^{-1} en se basant sur l'inventaire du ^{14}C soit un facteur environ 1.6 plus faible que le k calculé à partir de la relation de [Liss and Merlivat, 1986]. D'autre part, les expériences sur des lacs ou en mer étudient, généralement, l'évolution de traceurs chimiques qui sont préalablement injectés dans une zone bien définie. Ce sont des traceurs qui peuvent être de l'hexafluorure de soufre (SF_6) ([Upstill-Goddard et al., 1990; Wanninkhof et al., 1985; Wanninkhof et al., 1987; Wanninkhof et al., 1991]) ou un isotope de l'hélium, le ^3He couplé avec un isotope de l'hydrogène, le ^3H ([Jähne et al., 1984a]) ou encore le couple $^3\text{He-SF}_6$ ([Clark et al., 1995; Jean-Baptiste and Poisson, 2000; Wanninkhof et al., 1993; Watson et al., 1991]). Lors de ces expériences, la décroissance au cours du temps de la concentration du traceur (ou du rapport des concentrations des traceurs) est mesurée. Or, cette décroissance est liée aux échanges de gaz (flux de CO_2) qui se produisent à l'interface air-mer (ou air-lac). Donc, il est possible de déduire la vitesse de transfert k du gaz (ou le coefficient d'échange K) à partir des mesures effectuées. Dans la suite, j'ai comparé les champs de K déduits de plusieurs des relations ainsi obtenues.

c) Le coefficient d'échange K déduits de plusieurs paramétrisations $K-U_{10}$ (article de [Boutin et al., 2002] (voir annexe)).

[Liss and Merlivat, 1986] ont proposé une relation empirique entre la vitesse de transfert du CO_2 à l'interface air-mer (k) et le module de la vitesse du vent mesuré à dix mètres au dessus de la surface de la mer (U_{10}). Cette relation est basée sur des mesures effectuées en soufflerie et des modèles théoriques pour la dépendance de k avec le vent dans les trois régimes décrits ci-dessus et est normalisée à partir de mesures réalisées sur des lacs. Il s'agit d'une série d'équations linéaires dont les coefficients (pente et ordonnée à l'origine) changent selon la gamme de vent. Dans le cas du régime caractérisé par les vagues déferlantes, les mesures ont été extrapolées afin d'établir une relation entre k et U_{10} .

Le coefficient d'échange du CO_2 entre l'océan et l'atmosphère (K) est défini comme le produit de la vitesse de transfert du gaz (k) par la solubilité de celui-ci (s). La solubilité du gaz dépend de deux paramètres qui sont la SST et la salinité à la surface de la mer (SSS). Toutefois, pour les échelles de températures et de salinité observées dans les océans, s varie d'un facteur trois avec la température tandis que sa variation n'est que de 1 % avec la salinité. Donc, la variation de s avec la salinité est négligée dans la suite et SSS est prise égale à 35 lors du calcul de K . Ainsi, K dépend de la SST à la fois par l'intermédiaire du nombre de Schmidt et par celui de la solubilité. Ces deux dépendances se compensent toutefois en partie de telle sorte qu'au premier ordre, K dépend principalement de la rugosité qui est paramétrée en terme de vent de surface ([Echeto and Merlivat, 1988]).

Les K moyens globaux, qui peuvent être déduits de la relation de [Liss and Merlivat, 1986] en utilisant des champs de vents globaux climatologiques pour [Heimann and Monfray, 1989] et

satellites pour [Etcheto and Merlivat, 1988], sont, environ, 70 % plus faibles que la moyenne globale de K qui a été déduite de l'inventaire du ^{14}C ($K_{^{14}\text{C}} = 6.1 \text{ mole m}^{-2} \text{ atm}^{-1}$).

Pour tenter de résoudre cette controverse, [Wanninkhof, 1992], a lui, proposé deux relations entre la vitesse de transfert k et U_{10} où k est proportionnel au carré de la vitesse du vent et dont la moyenne estimée en utilisant des champs de vent globaux (vent moyen de 7.4 m s^{-1}) est égale à l'estimation du ^{14}C . La relation 3 de leur article est valable pour les champs de vents instantanés (c'est le cas des vents satellites) tandis que la relation 1 est valable pour des champs de vents moyennés (résolution temporelle mensuelle ou plus basse).

Plus récemment, [Wanninkhof and McGillis, 1999] ont effectué des mesures de k au cours de la campagne Gas Ex-98 qui s'est déroulée dans l'Atlantique Nord en juin 1998. Un fit de leurs mesures avec une relation de forme cubique en U_{10} s'accorde mieux à leur mesures que si une relation quadratique est utilisée. Ils ont, alors, repris la même méthode que [Wanninkhof, 1992] pour estimer une relation K - U_{10} en imposant cette fois une loi cubique et la moyenne de K calibrée sur le ^{14}C et ont trouvé deux relations très proches ce qui semble réconcilier la méthode du ^{14}C et les mesures locales. Deux relations entre K et U_{10} sont, aussi, proposées dans leur article : une valable pour les vents instantanés et satellites (relation 4) et l'autre (relation 5) valable pour les champs de vents moyennés (résolution mensuelle ou plus basse).

La relation cubique reste, cependant, très controversée et le débat n'est toujours pas clos. Ainsi, [Nightingale et al., 2000] ont fait la synthèse de mesures réalisées en mer à partir de traceurs chimiques en se servant du couple (SF_6 , ^3He) et ils en ont déduit une relation quadratique en U_{10} .

Ces équations sont indiquées dans le Tableau 3.

Tableau 3 : différentes relations utilisées dans [Boutin et al., 2002].

	$U_{10} < 3.6 \text{ m s}^{-1}$	$3.6 \text{ m s}^{-1} < U_{10} < 13 \text{ m s}^{-1}$	$U_{10} > 13 \text{ m s}^{-1}$
Relation de Liss and Merlivat (1986)	$K_{LM} = 0.17 \cdot U_{10} \cdot \left(\frac{600}{Sc}\right)^{\frac{2}{3}} \cdot s$	$K_{LM} = (2.85 \cdot U_{10} - 9.65) \cdot \left(\frac{600}{Sc}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot s$	$K_{LM} = (5.9 \cdot U_{10} - 49.3) \cdot \left(\frac{600}{Sc}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot s$
Relation de Wanninkhof (1992) (relation 3)	$K_{WT} = 0.31 \cdot U_{10}^2 \cdot \left(\frac{660}{Sc}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot s$		
Relation de Wanninkhof and McGillis (1999) (relation 4)	$K_{MG} = 0.0283 \cdot U_{10}^3 \cdot \left(\frac{660}{Sc}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot s$		
Relation de Nightingale et al (2000)	$K_{NT} = (0.222 \cdot U_{10}^2 + 0.333 \cdot U_{10}) \cdot \left(\frac{600}{Sc}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot s$		

Un autre sujet de controverse porte sur l'inventaire du ^{14}C lui-même et en particulier sur la précision des estimations du puit océanique pour le ^{14}C provenant des bombes. Ainsi,

[Hesshaimer *et al.*, 1994] ont estimé que ces valeurs devraient être diminuées d'environ 25 %. Récemment, [Peacock, 2004] ont effectuées une nouvelle évaluation plus proche de celle de [Hesshaimer *et al.*, 1994] que des précédentes estimations. Il est à noter que, si une révision des chiffres de l'inventaire du ^{14}C était décidée, alors toutes les relations K-U calibrées sur les chiffres de cet inventaire (celle de [Wanninkhof, 1992] notamment) devraient elles aussi être révisées.

L'utilisation de champs globaux de vent satellitaire combinée à ces relations permet d'avoir accès à la variabilité spatiale et temporelle du coefficient d'échange air-mer du CO_2 ([Boutin and Etcheto, 1997; Etcheto *et al.*, 1991]). Nous avons mené une étude sur l'influence des quatre relations K- U_{10} indiquées dans le Tableau 3 sur la variabilité de K (et ensuite, sur le flux de CO_2). Ce travail est décrit dans un article paru dans le journal *Geophysical Research Letter* ([Boutin *et al.*, 2002] voir annexe). La Figure 3 est extraite de cet article et montre le profil latitudinal des coefficients d'échanges déduits de ces quatre relations, des champs de vents ERS1 et de SST Reynolds pour les quatre trimestres de l'année 1995. Il est à remarquer que ces quatre coefficients sont très différents au sud de 30°S toute l'année. Cette zone peut être définie comme l'océan sud.

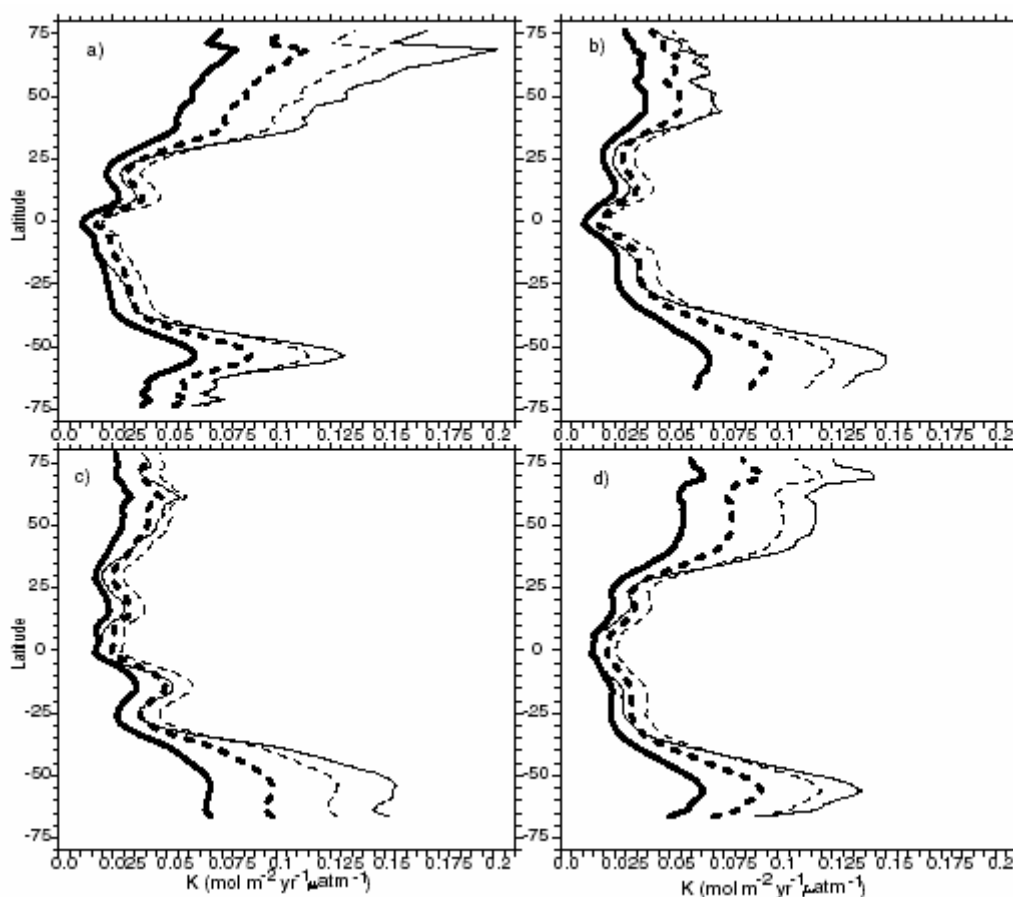


Figure 3 : profil latitudinaux des quatre coefficients d'échange déduits des relations étudiées pour les quatre trimestres (a) janvier à mars, b) avril à juin, c) juillet à septembre et d) octobre à décembre de l'année 1995 (figure 2 de l'article [Boutin *et al.*, 2002]). En trait gras, coefficient d'échange déduit de la relation de [Liss and Merlivat, 1986], en traits pointillés gras, celui déduit de celle de [Nightingale *et al.*, 2000], en traits pointillés, celui déduit de la relation de [Wanninkhof, 1992] et en trait continu, le coefficient d'échange déduit de celle de [Wanninkhof and McGillis, 1999].

2. Le coefficient d'échange du CO₂ pondéré par la surface océanique.

Une étude a été menée sur l'influence de la surface d'intégration et du coefficient d'échange du CO₂ à l'interface océan atmosphère sur le flux air-mer de CO₂. Cette étude a été présentée sous forme d'un poster lors de la sixième conférence internationale du CO₂ à Sendai (Japon) en octobre 2001 et est dépeinte dans la première partie de l'extended abstract correspondant ([Boutin et al., 2001]). Le texte de l'extended abstract est inclus en annexe.

Dans cette partie, je décrirai plus particulièrement comment ont été élaborées les cartes du coefficient d'échange du CO₂, et celles de K intégré sur la surface (KS) et l'influence de la surface et de K sur le flux de CO₂.

a) Introduction.

Le but de ce travail était d'identifier les régions susceptibles d'avoir les flux air-mer les plus importants du fait des fortes valeurs de vent et des surfaces océaniques étendues. C'est un exercice "académique" puisque le terme KS ne tient pas compte des variations de $\Delta p\text{CO}_2$ dont il faut tenir compte dans la réalité. La relation K-U de [Wanninkhof, 1992] est celle qui est la plus utilisée. C'est donc celle que j'ai considérée pour estimer le coefficient d'échange (K_{WT}) à partir de données satellitaires de vent et de SST. Cette relation est non linéaire donc le coefficient K est calculé pour chaque mesure de la vitesse du vent U_{10} . Il est à noter que les grilles de coefficient d'échange du CO₂ déduites de la relation 3 de [Wanninkhof, 1992] sont disponibles au LODYC pour différents vents satellitaires (mesurées par ERS, SSM/I, QSCAT, ... etc.) à deux résolutions spatiales différentes (1° X 1° ou 2.5 ° X 2.5° de résolutions en longitude et en latitude). Elles sont présentes sous deux formes : grilles interpolées ou non interpolées de données (voir description de la méthode d'interpolation un peu plus loin). Ensuite, K_{WT} est intégré dans l'espace afin d'obtenir le coefficient d'échange du CO₂ intégré sur la surface (KS) :

Équation 14 : formule de KS.

$$KS = \iint_S K_{WT} \cdot dr^2 \quad [14]$$

avec S : la surface de la région océanique considérée.

b) Description des données utilisées pour le calcul de K_{WT} .

J'utilise les mesures de vents issues des diffusiomètres ERS1 et ERS2 couvrant la période allant de juillet 1991 à juillet 1999 (9 ans de données). Toutefois, pendant trois mois (juillet 1991, février et avril 1992), les données de ces diffusiomètres ne sont pas disponibles. En remplacement, j'emploie les données issues du diffusiomètre SSM/I F08 pour juillet 1991 et du diffusiomètre SSM/I F10 pour février et avril 1992 afin d'obtenir 9 années complètes de données. J'utilise ces données disponibles au LODYC.

(1) Données de vent satellitaires.

(a) Diffusiomètre ERS1 et ERS2.

Le satellite ERS1 (European Radar Sensor 1) a été lancé le 17 juillet 1991 par l'ESA (European Space Agency) et a fourni des données jusqu'en mai 1996. Le satellite ERS2 a été lancé le 21 avril 1995 pour prendre le relais du satellite ERS1 et est toujours en activité. Il est à noter que les satellites ERS1 et ERS2 ont fonctionné en parallèle d'octobre 1995 à avril 1996. Ayant la même orbite avec un jour de décalage, ils pouvaient fournir la même image

d'une région donnée avec un jour de décalage. Ces satellites ont une orbite quasiment circulaire et proche des pôles. Leur angle d'inclinaison est de 98.5° et leur altitude moyenne est de 785 km. Ce sont donc des satellites héliosynchrones. Un satellite héliosynchrone observe de façon répétitive certaines régions de la Terre sous des conditions d'éclairement constantes (ce genre de satellite est très utilisé en télédétection). Les mesures de vent sont effectuées par un détecteur actif à hyper fréquence (AMI). Ce dernier possède deux modes dont l'un est celui du diffusiomètre vent. La fréquence du diffusiomètre est de 5.3 GHz. Une description plus détaillée des satellites et de leur équipement est disponible sur le site de l'ESA à l'adresse '<http://earth.esa.int/ers/>' et sur le site de l'IFREMER à l'adresse '<http://www.ifremer.fr/cersat/en/general/satellite/ers/program.htm>'.

Les estimations de la vitesse du vent de juillet 1991 à juillet 1999 sont celles restituées à partir des données du diffusiomètre des satellites ERS1 et ERS2 traitées par le CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) à l'IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER). Elles sont données à une hauteur de 10 m au dessus du niveau de la mer. Un diffusiomètre est un radar. Les diffusiomètres ERS comportent trois antennes qui pointent, respectivement, à 45° , à 90° et à 135° par rapport à l'axe de la trajectoire du satellite. Chaque antenne émet une onde électromagnétique dans une direction donnée (phase d'émission). Ensuite, elle reçoit les ondes réfléchies (phase de réception). Le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) qui est le rapport entre le signal émis et celui réfléchi dans la direction du diffusiomètre, dépend de la fréquence d'émission de l'onde incidente, de l'angle d'incidence et de la rugosité de la surface. Les mesures sont réalisées sur des cellules de 50 km X 50 km de résolution. Toutefois, deux cellules voisines ont toujours la moitié de leur surface en commun et elles sont recombinaisonnées sur un maillage de cellules dont un carré fait 25 km X 25 km de résolution. Le traitement des mesures permet d'obtenir le module du vent à la surface de la mer (en général à une hauteur de dix mètres) et sa direction. Les données utilisées au LODYC sont des données de niveau 2 (données de vent instantané à 25 km de résolution le long de la trajectoire du satellite).

(b) Radiomètre imageur SSM/I F08 et F10.

Les satellites F08 et F10 ont été lancés, respectivement, le 19 juin 1987 et le 1 décembre 1990 dans le cadre du programme de l'U.S Air Force DMSP (Defence Meteorological Satellite Program). Les données sont disponibles jusqu'en décembre 1991 dans le cas du radiomètre imageur SSM/I du satellite F08 et jusqu'en novembre 1997 pour celui du satellite F10. Ces satellites ont une orbite héliosynchrone. Leur altitude moyenne est de 833 km et leur inclinaison est de 98.8° . Le radiomètre imageur à hyperfréquence SSM/I permet d'obtenir, après traitement, les mesures de la vitesse du vent. L'instrument SSM/I possède quatre fréquences pour les mesures : 19.35 GHz, 22.35 GHz, 37 GHz et 85.5 GHz. Une description plus détaillée du radiomètre imageur SSM/I est disponible dans [Hollinger, 1989] et dans [Wentz, 1992].

Les mesures de la vitesse du vent de juillet 1991, février et d'avril 1992 sont issues du radiomètre imageur SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) des satellites F08 et F10 respectivement. Un radiomètre est un capteur passif. Ainsi, contrairement aux diffusiomètres ERS ci dessus, il n'émet pas d'onde électromagnétique. En fait, l'instrument SSM/I mesure le rayonnement micro onde terrestre affecté par la traversée de l'atmosphère. Les données que j'ai utilisées ont été inversées avec l'algorithme de [Wentz, 1992] afin d'obtenir les estimations instantanées du module du vent. Elles sont estimées initialement pour une hauteur de 19.5 m au dessus du niveau de la mer ($U_{19.5}$). Ces données sont converties à une hauteur de 10 m en

supposant un profil atmosphérique neutre. La formule suivante est, ainsi, utilisée pour la conversion des champs de vents :

Équation 15 : formule conversion de vent satellitaire.

$$U_z = \left(1 + \frac{C_d^{\frac{1}{2}}}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{10}\right) \right) \cdot U_{10} \quad [15]$$

avec C_d : le coefficient de frottement pris égal à $1.5 \cdot 10^{-3}$ à une hauteur de 10 m.
 k : la constante de Von Karman prise égale à 0.4.
 z : hauteur de mesure des vents (m).

Ce qui correspond à $U_{10} = 0.939 \cdot U_{19.5}$.

Les données utilisées au LODYC sont des estimations de vent instantané à la hauteur de 10 m au dessus du niveau de la mer et à 25 km de résolution.

(2) Données de SST Reynolds.

Les cartes mondiales de SST utilisées ont été créées au NMC (National Meteorological Center) en utilisant les analyses de Reynolds and Smith (1994). Leur méthode d'interpolation combine des mesures de SST in situ et des mesures de SST issues de satellites AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Les mesures in situ permettent de recalibrer les mesures satellitaires. Ces cartes sont appelées cartes de SST Reynolds.

Ces cartes sont disponibles au LODYC pour différentes années. J'utilise les cartes de SST Reynolds de juillet 1991 à juillet 1999. Produites au NMC à une résolution hebdomadaire et à $1^\circ \times 1^\circ$ en longitude et en latitude, elles ont été archivées au LODYC à leur résolution originale et à des résolutions dégradées (mensuelles et $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en longitude et en latitude). La Figure 4 donne un exemple de carte de SST Reynolds pour le mois de janvier 1995. Deux remarques peuvent être faites sur cette carte. D'une part, les régions équatoriales possèdent les plus fortes valeurs de température (ceci est dû au fait que les rayons du soleil arrivent, quasiment, perpendiculairement à la surface terrestre dans ces régions) d'autre part, il existe un gradient nord-sud de température dans l'hémisphère sud (de même pour l'hémisphère nord) : la température diminue si nous nous rapprochons des pôles.

Il est à noter que les cartes de SST Reynolds sont seuillées à -1.8°C (la température de congélation de l'eau de mer). Cela signifie que les températures inférieures à cette valeur sont remplacées par la valeur du seuil dans les cartes de SST Reynolds.

c) Méthode d'interpolation des grilles de K_{WT} .

Les grilles de coefficient d'échange sont élaborées à partir des distributions de vents satellitaires, des cartes de SST Reynolds et de la relation 3 de [Wanninkhof, 1992]. Les distributions hebdomadaires et mensuelles de K_{WT} sont disponibles au LODYC pour différentes années sous formes de grilles interpolées ou non à deux résolutions spatiales différentes : $1^\circ \times 1^\circ$ ou $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en longitude et en latitude. Je me sers de grilles interpolées mensuellement de données dans cette étude. Je rappelle ici brièvement comment les données sont interpolées.

La méthode d'interpolation utilisée au LODYC est dérivée de celle de [Zeng and Levy, 1995] en étant toutefois légèrement différente. Zeng et Levy ont utilisé les résultats donnés par le modèle de prévision des vents de surface du ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) échantillonnés en espace et en temps comme ERS et SSM/I et ont montré que le sous-échantillonnage des données satellitaires peut introduire des structures en bandes sur les cartes moyennées de vent. De plus, ces structures semblent suivre la trace du satellite.

SST Reynolds 2.5 x 2.5 degrees
du 1 Janv 95 au 31 Janv 95

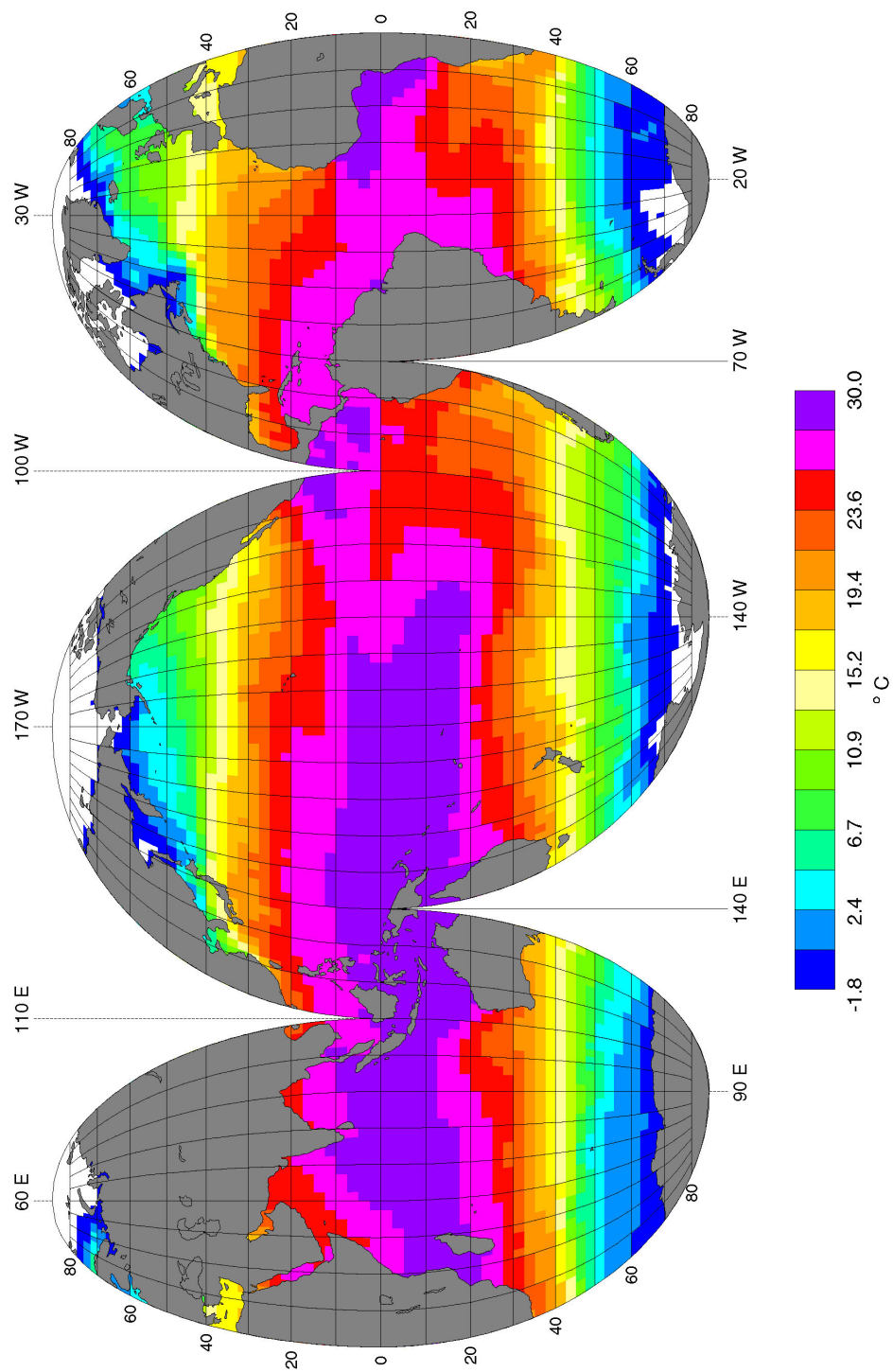


Figure 4 : carte de SST Reynolds à 2.5° de résolution pour le mois de janvier 1995.

La méthode d'interpolation du LODYC permet d'élaborer des grilles interpolées du vent et du coefficient d'échange du CO₂ à partir, respectivement, des mesures de vent à 25 km de résolution et des coefficients d'échange, à 25 km de résolution, qui s'en déduisent. Elle consiste d'abord à faire l'interpolation spatiale des données à intervalle de temps régulier (en général un jour). Ensuite, les données interpolées sont moyennées sur une période plus longue (par exemple une semaine). Pour les méthodes d'interpolation classiques, une valeur est estimée à un instant donné. Ici, la méthode a été adaptée pour estimer la moyenne sur la période de temps voulue (une semaine) de la valeur à estimer. Pour simplifier, supposons qu'une journée de données de vents d'un satellite soit disponible et qu'il faille les interpoler sur des cartes mondiales à 1° X 1° de résolution en latitude et en longitude. J'appelle raster un carré de 1° X 1° d'une de ces cartes. S'il n'y a pas de données dans un raster de centre O et de coordonnées (x₀, y₀), les données de coordonnées (x_k, y_k) d'autres rasters voisins qui sont comprises spatialement dans une ellipse d'axes respectifs, en longitude, 2·D_x et, en latitude, 2·D_y (D_x = 3° et D_y = 1°) et de centre O (zone d'influence) sont recherchées. Soit N ce nombre de mesures et soit U_{estim}, l'estimé de la valeur manquante dans ce raster sans mesures, U_{estim} est calculée d'après la formule suivante :

Équation 16 : formule d'interpolation de données satellitaires.

$$U_{estim} = \sum_{k=1}^N \left(\frac{w_k \cdot U_k}{w_k} \right). \quad [16]$$

avec U_k : la valeur de la mesure de coordonnée (x_k, y_k) qui est comprise dans la zone d'influence.

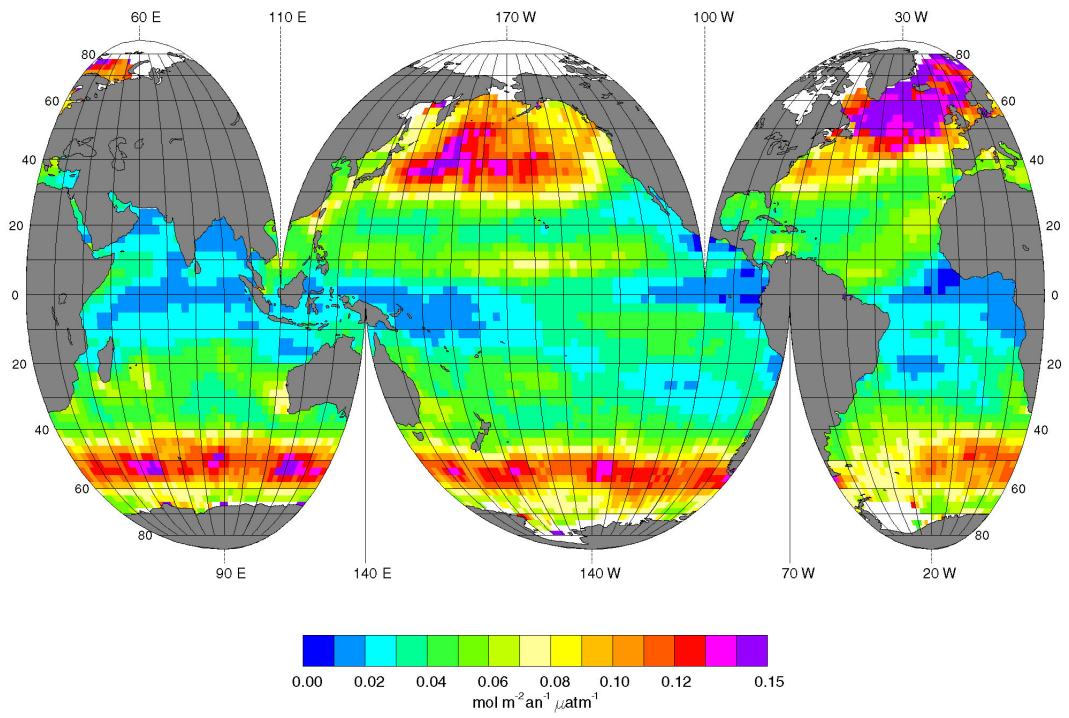
w_k : la fonction de poids définie ci dessous .

$$w_k = \frac{W_1}{W_2} = \frac{2 - \left(\left(\frac{x_k - x_0}{D_x} \right)^2 + \left(\frac{y_k - y_0}{D_y} \right)^2 \right)}{2 + \left(\left(\frac{x_k - x_0}{D_x} \right)^2 + \left(\frac{y_k - y_0}{D_y} \right)^2 \right)}.$$

Ainsi, des grilles de données journalière et interpolées à 1° de résolution sont obtenues. Ensuite, il ne reste plus qu'à calculer la moyenne hebdomadaire puis mensuelle à chaque point de grille afin d'obtenir des champs de vent ou de K à la résolution temporelle voulue (dans notre cas, des grilles interpolées de K_{WT} à 1° X 1° et à 2.5° X 2.5° de résolution en latitude et en longitude).

La Figure 5 représente un composite de deux cartes de K_{WT} à 2.5° X 2.5° de résolution pour le premier trimestre (janvier à mars) et le troisième trimestre (juillet à septembre) de l'année 1995. L'année 1995 est une année normale, c'est à dire qu'il n'y a pas eu d'événement climatique majeur (phénomène El Nino et son contraire La Nina par exemple) durant cette année là. Donc, ces cartes de K_{WT} de 1995 permettent d'avoir une idée de la variabilité saisonnière normale du coefficient d'échange du CO₂. Une grande partie de la variabilité du coefficient d'échange du CO₂ peut s'expliquer par la variabilité de la vitesse du vent. D'une part, sur les deux cartes, les régions près de l'équateur possèdent de faibles valeurs de K_{WT}. Ceci est du principalement au vent qui n'est pas très élevé dans ces régions. D'autre part, il existe une grande différence entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud sur ces deux cartes. Dans l'hémisphère nord, K_{WT} est plus élevé au premier trimestre qu'au troisième (forte variation saisonnière). Le premier trimestre correspond à l'hiver et le troisième à l'été dans l'hémisphère nord. Or, les vents sont, généralement, plus forts, ici, en hiver qu'en été d'où la différence entre la première carte et la seconde. Pour, l'hémisphère sud, au contraire, les vents sont forts durant toute l'année et, tout particulièrement, dans "les quarantièmes rugissant" (les régions autour de 40°S) et "les 50^{èmes} hurlant" (les régions autour de 50°S).

K_{WT} 2.5 x 2.5 degrees
ERS 1 du 1 Janv 95 au 31 Mars 95



K_{WT} 2.5 x 2.5 degrees
ERS 1 du 1 Juil 95 au 30 Sept 95

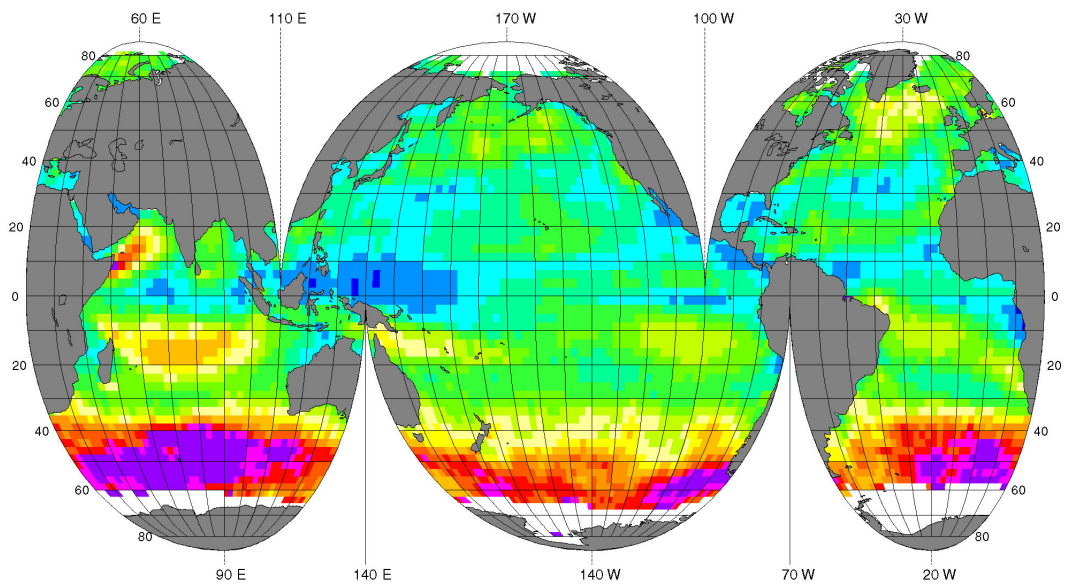


Figure 5 : cartes interpolées de K_{WT} pour le premier et le troisième trimestres 1995.

Ceci explique pourquoi K_{WT} reste toujours élevé sur ces cartes (faible amplitude saisonnière). En outre, il est à noter que le coefficient d'échange est très fort dans l'océan Indien près du golfe d'Aden (au sud du Moyen Orient) à cause de la mousson.

d) Distributions du coefficient d'échange du CO_2 pondérée par la surface océanique.

(1) Démarche suivie.

Dans un premier temps, j'élabore les cartes mensuelles de K_{WT} intégrées sur la surface (KS) de juillet 1991 à juillet 1999.

J'ai créé un programme en langage Fortran afin d'élaborer les cartes de KS. Ce programme (integration.f) calcule pour chaque carré de $1^\circ \times 1^\circ$ ou $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en longitude et en latitude (raster) le produit de K par la surface du raster. Ainsi, les cartes mensuelles du coefficient d'échange du CO_2 intégré sur la surface des océans sont créées de juillet 1991 à juillet 1999 en utilisant integration.f et les cartes interpolées mensuelles de K_{WT} de juillet 1991 à juillet 1999 à 1° et à 2.5° de résolution.

Les champs climatologiques mensuels de KS sont obtenus en moyennant les neuf distributions mensuelles obtenues de 1991 à 1999. Les cartes trimestrielles sont élaborées en moyennant les cartes mensuelles de KS.

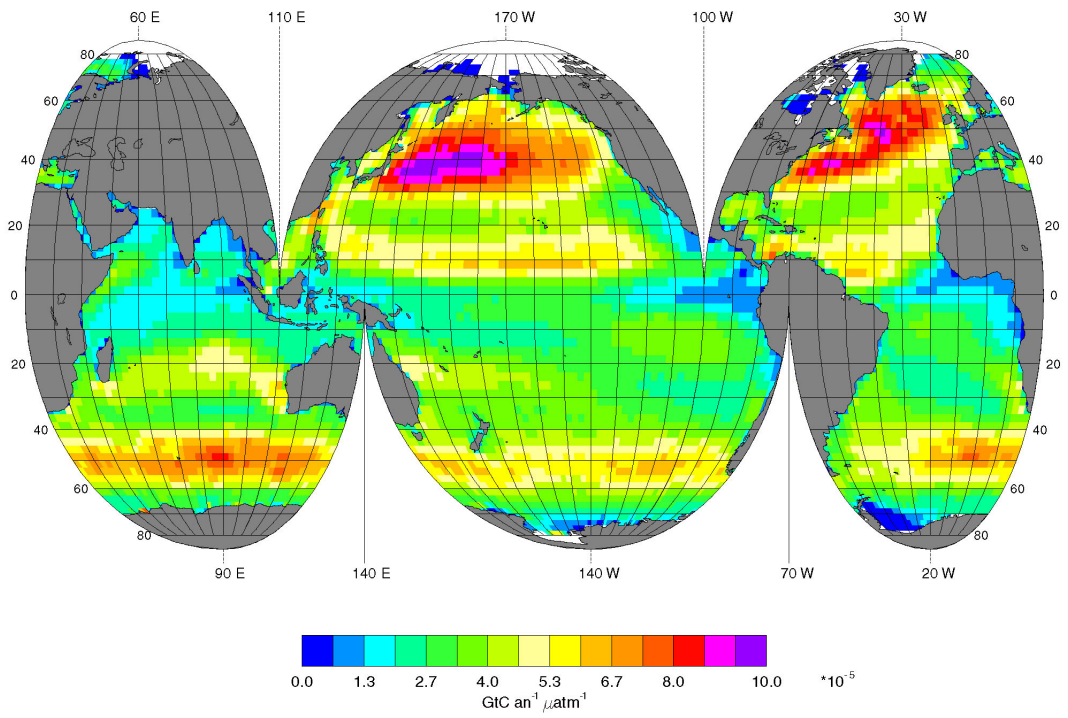
La Figure 6 montre un exemple de cartes climatologiques trimestrielles de KS à $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de résolution (premier et troisième trimestre). Plusieurs choses sont à remarquer. D'une part, les régions près de l'équateur possèdent un KS faible car les vents sont peu élevés dans cette région (voir les cartes de K_{WT} de la Figure 5). D'autre part, sur la Figure 5, il existe un contraste important entre les régions de hautes et de basses latitudes. Au contraire, sur la Figure 6, il est moins marqué à cause de l'influence de la latitude sur la surface des rasters océaniques. En effet, cette dernière varie comme le cosinus de la latitude et donc, les échanges importants de gaz aux hautes latitudes (fortes valeurs de K dues à des vents forts dans ces régions sur la Figure 5) sont maintenant tempérés par la diminution des surfaces concernées. Enfin, l'influence de la surface des rasters sur K est particulièrement visible dans les très hautes latitudes. Par exemple, en été, dans l'océan Arctique, les valeurs de K sont quasiment aussi élevées que celles aux latitudes tempérées (voir la Figure 5) mais ce n'est plus vrai pour KS (valeurs plus faibles dans l'océan Arctique). Les faibles valeurs dans les rasters près de la glace (hautes latitudes) sont dues à la couverture océanique incomplète dans ces rasters.

(2) Variation de KS en fonction des zones hydrologiques.

J'utilise des fronts climatologiques de [Belkin and Gordon, 1996] et de [Orsi et al., 1995] pour découper l'océan sud en plusieurs zones hydrologiques (voir Figure 7). Chacune de ces régions doit posséder des propriétés biogéochimiques à peu près homogènes (cela sera plus amplement décrit dans le chapitre III.B.2). Mon but est d'estimer la variabilité de KS climatologique dans chacune de ces zones.

J'ai utilisé le front subtropical (STF), le front subantarctique (SAF) et le front polaire (PF) de [Belkin and Gordon, 1996]. J'ai considéré le SAF de [Orsi et al., 1995] à la place de celui de [Belkin and Gordon, 1996] entre $125^\circ E$ et $155^\circ O$. La région se retrouve ainsi divisée en trois zones : la zone subantarctique, la zone antarctique et la zone polaire (voir définition dans III.B.2). Ensuite, j'ai calculé l'intégrale de KS dans chacune de ces zones en me servant des distributions climatologiques mensuelles de KS à $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de résolution en latitude et en longitude. La Figure 8 montre la variation au cours du temps de l'intégrale de KS climatologique sur les trois régions définies plus haut. La moyenne annuelle de KS ($\langle KS \rangle$ annuel) pour ces trois régions est indiquée dans le Tableau 4.

KS climatologique 2.5 x 2.5 degres
du 1 Janv au 31 Mars



KS climatologique 2.5 x 2.5 degres
du 1 Juil au 30 Sept

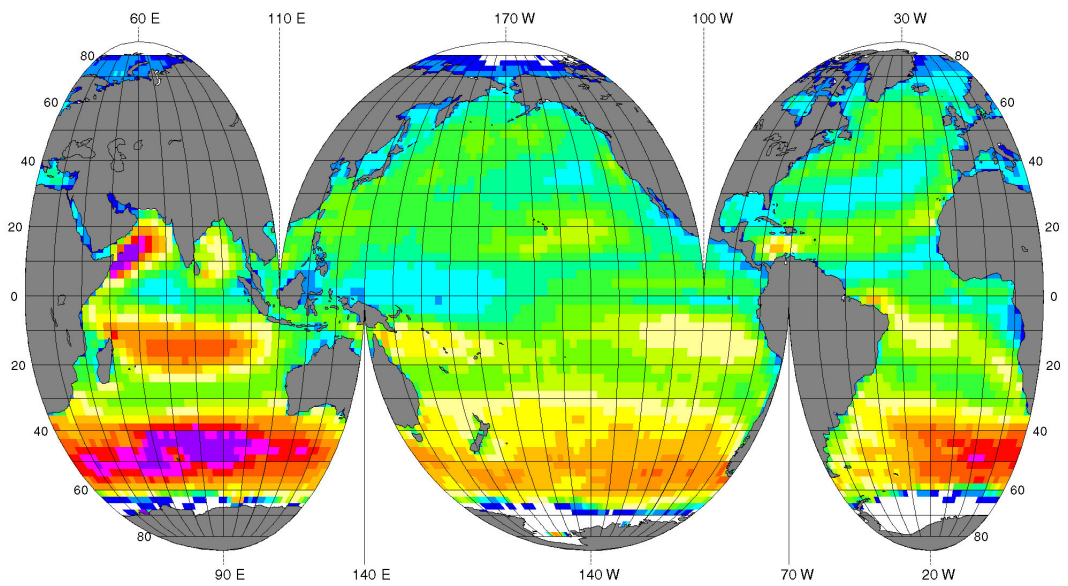


Figure 6 : cartes climatologique de KS pour le premier et le troisième trimestre.

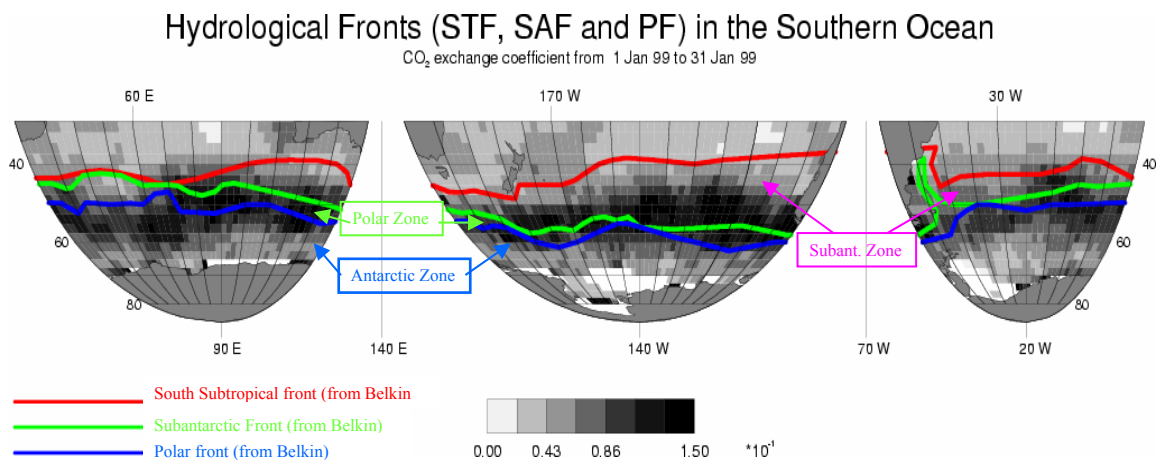


Figure 7 : position des fronts climatologiques STF, SAF et PF issus de [Belkin and Gordon, 1996]. Entre 125°E et 155°O, la définition du SAF de [Orsi et al., 1995] est prise à la place de celle de [Belkin and Gordon, 1996].

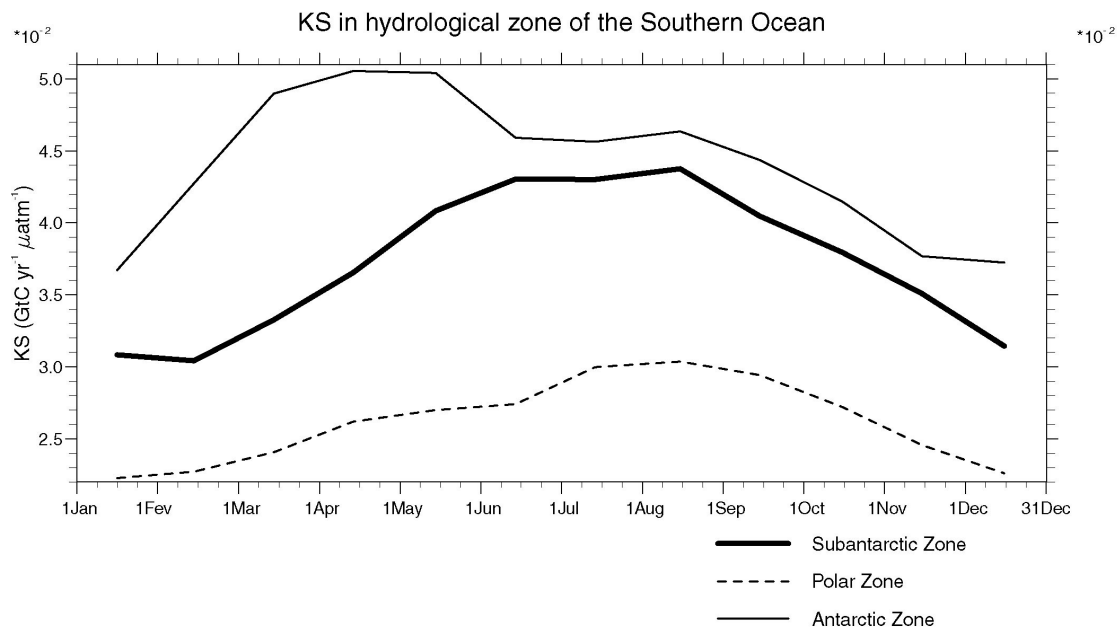


Figure 8 : variation temporelle de $\langle KS \rangle$ dans les zones hydrologiques.

Tableau 4 : moyenne annuelle et écart type de KS dans les zones hydrologiques

	Zone subantarctique	Zone antarctique	Zone polaire
$\langle \text{KS} \rangle$ annuel en $10^{-2} \text{ GtC an}^{-1}$ μatm^{-1}	3.7	4.4	2.6
Ecart type de KS en $10^{-2} \text{ GtC an}^{-1}$ μatm^{-1}	0.5	0.5	0.3

Remarque : les cartes climatologiques mensuelles du coefficient d'échange intégré sur la surface des océans à $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de résolution sont utilisées pour calculer les moyennes ainsi que les écart type.

La moyenne mensuelle de KS ($\langle \text{KS} \rangle$) dans la zone antarctique est toujours au dessus de celle de la zone subantarctique. En fait, il existe une explication simple à ceci : la superficie de la zone antarctique est plus grande que celle de la zone subantarctique couvrant une plus large bande de latitude et la vitesse du vent y est, aussi, plus forte. Ce qui entraîne que les KS sont plus important dans la première région que dans la seconde. En outre, la zone polaire, ayant la plus petite superficie des trois régions, se retrouve logiquement avec des moyennes de KS plus petites que les deux autres. Enfin, les moyennes mensuelles de KS ont un maximum en juillet (hiver) pour la zone polaire et subantarctique. Ceci est du au fait que les vents sont les plus forts en hiver. Par contre, le maximum de KS pour la région antarctique se situe plutôt en avril (extension minimale de la glace). Cette étude montre que des $\Delta p\text{CO}_2$ modérés peuvent entraîner des flux significatifs : ainsi, un $\Delta p\text{CO}_2$ homogène égale à $-10 \mu\text{atm}$ dans la zone subantarctique traduirait un flux de l'ordre de -0.4 GtC an^{-1} . Cependant, le flux de CO_2 entre l'océan et l'atmosphère ne peut être étudié sans séparer le coefficient d'échange du gradient air-mer de CO_2 . L'analyse de données in situ de $p\text{CO}_2$ mesuré au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (voir étude effectuée au chapitre III.B.4) montre que la zone subantarctique et la zone polaire sont des régions importantes pour le flux air-mer de CO_2 . A l'intérieur de la zone antarctique, $p\text{CO}_2$ est très proche de la valeur de $p\text{CO}_2$ atmosphérique sauf près de la glace et donc, une grande partie de cette région est proche de l'équilibre. Au contraire, $p\text{CO}_2$ est souvent sous saturé dans la région subantarctique ce qui prouve l'importance de cette région pour l'estimation des flux air-mer de CO_2 dans l'océan sud.

(3) KS intégré par bandes de latitudes.

Les cartes climatologiques de KS à 2.5° de résolution sont moyennées dans des bandes de 2.5° en latitude au sud de 30°S (ce qui correspond à peu de chose près à l'océan sud). Les résultats de cette intégration sont montrés dans l'extended abstract en séparant les océans (l'océan Indien, Pacifique et Atlantique) et pour tous les océans ensembles. Les limites entre les océans ont été fixées arbitrairement comme indiqué dans l'extended abstract.

D'une part, KS est maximum entre 45°S et 55°S . D'autre part, KS dans l'océan Indien est plus fort que KS dans l'océan Pacifique entre 37.5°S et 55°S . Cela est du à de fortes valeurs de K_{WT} dans l'océan Indien et non à la surface de ces océans (au sud de 30°S , l'océan Indien est 10 % plus petit que l'océan Pacifique).

$p\text{CO}_2$ est sous saturé dans la région subantarctique comme je l'ai indiqué précédemment donc $\Delta p\text{CO}_2$ est négatif dans cette région (ainsi que dans la zone 45°S et 55°S). En ce qui concerne le flux de CO_2 , le principal résultat est que même une faible valeur de $\Delta p\text{CO}_2$ (-10 μatm par exemple) peut entraîner une valeur de flux non négligeable (-0.35 GtC an^{-1} entre 45°S et 55°S).

En résumé, des cartes climatologiques mensuelles de coefficient d'échange du CO_2 intégré sur la surface des océans (KS) ont été élaborées à partir de distributions mensuelles de K_{WT} de juillet 1991 à juillet 1999 (9 années de données) et à 2.5° X 2.5° de résolution.

B. Les flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud.

1. Introduction.

Dans le chapitre III.A.1.c), j'ai indiqué que la variabilité spatio-temporelle de K est assez bien connue grâce à l'utilisation de vents satellitaires, U, et de formules semi-empiriques entre K et U. En revanche, celle de $\Delta p\text{CO}_2$ l'est beaucoup moins et, en particulier, dans l'océan austral. Cette région est particulièrement importante de par sa vaste surface et du fait que de nombreuses mesures montrent qu'elle est un puits pour le CO₂ atmosphérique. Néanmoins, la valeur de ce puits est toujours très discutée. En fait, les flux air-mer de CO₂ déduits en utilisant différentes méthodes (inversion atmosphérique, modèles bio géochimique, utilisation de mesures in situ, etc.) sont encore maintenant en grand désaccord ([Gloor et al., 2002; LeQuéré, 1999]). De plus, à cause de conditions climatiques très difficiles durant quasiment toute l'année, il existe assez peu de mesures in situ dans cette région.

Après une description sommaire de l'océan sud, je présenterai les bouées CARIOCA dont les données mesurées par les bouées de 2003 m'ont servi pour effectuer une comparaison avec les résultats obtenus avec la méthode d'extrapolation. Dans les parties suivantes, je décrirai les mesures en mer faites dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande, et les données satellitaires qui ont été utilisées pour développer la méthode d'extrapolation du pCO₂. Je décrirai, ensuite, plusieurs scénarios d'extrapolation dont le scénario choisi. Enfin, je comparerai les champs extrapolés avec ceux d'autres modèles.

2. Description sommaire de l'océan sud.

La convergence subtropicale ou front subtropical (STF) peut être considérée comme la limite la plus au nord de l'océan sud (ou océan austral) et est située au alentour de 35-40°S ([Belkin and Gordon, 1996]). Il était autrefois appelé l'océan glacial antarctique. Il possède des connexions avec presque tous les océans du globe : Pacifique, Atlantique et Indien (sauf l'océan Arctique) et est souvent considéré comme le cœur de l'océan mondial de part les quantités d'eau distribuées aux autres océans. C'est également le seul océan au monde dont la circulation autour d'un continent n'est gênée par aucun obstacle (le seul point de ralentissement notoire se situe au sud de la pointe de l'Amérique du sud). Ses dimensions sont énormes : profond de 4 km en moyenne et d'une surface allant de 75 à 80 millions de km² (environ 20 % de la surface totale de tous les océans). De plus, l'océan sud est considéré comme la plus grande zone HNLC (High Nutrient low Chlorophyll) du monde ([Martin, 1990; Minas and Minas, 1992]). Cela signifie que malgré la présence de nutriments (nitrate, phosphate, azote) dans la colonne d'eau, le développement de la biologie ne s'effectue pas comme il le devrait. De nombreuses études ont démontré le rôle limitant du fer pour ces régions : un apport substantiel en fer entraîne l'apparition de blooms phytoplanctoniques (expérience SOIREE voir [Bakker et al., 2001; Watson et al., 2000]). Une autre caractéristique de cet océan est qu'il possède le plus important courant au monde : le courant circumpolaire antarctique (ACC). Ce courant circule d'ouest en est à cause des vents dominants (les quarantièmes rugissants et les cinquantième hurlants) et de la force de Coriolis. Son débit (Sverdrup est le premier à l'avoir calculé) est compris entre 130 et 190 millions de m³ s⁻¹. Cela correspond, par comparaison, à environ quatre fois le débit du Gulf stream ou mille fois celui du fleuve Amazone. Il est à noter qu'entre la zone de convergence subtropicale et la zone de convergence antarctique (AC) ou front polaire (PF), l'océan sud peut être divisé en plusieurs zones hydrologiques séparées par des fronts et dont les propriétés biogéochimiques sont supposées être plus ou moins homogènes sauf dans la région des fronts

([Belkin and Gordon, 1996]). Du nord au sud, se trouvent respectivement, le front subtropical (STF), le front subantarctique (SAF) et le front polaire (PF). Les noms des différentes zones hydrologiques sont la zone subtropicale (STZ) au nord du STF, la zone subantarctique (SAZ) entre le STF et le SAF, la zone polaire entre le SAF et le PF et au sud du PF, la zone antarctique. L'emplacement des fronts peut différer localement selon la détermination choisie (fronts de [Belkin and Gordon, 1996] ou fronts de [Orsi et al., 1995]). Par exemple, dans la région au sud de l'Australie, le SAF de [Orsi et al., 1995] se situe plus au sud que celui de [Belkin and Gordon, 1996]. Il en va de même pour le front polaire dans cette région. Une description plus détaillée de l'océan sud est faite dans [Chaigneau, 2003].

3. Mesures in situ effectuées par les bouées CARIOCA.

a) Généralités.

Une bouée CARIOCA (Carbon Interface Ocean Atmosphere) est un instrument élaboré afin de mesurer la pression partielle de CO₂ dans l'eau de surface des océans (pCO₂) ainsi que différents paramètres influençant les échanges air-mer de CO₂. Son objectif principal est d'étudier, de quantifier et de surveiller les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. A l'origine de son développement, les différents organismes associés à ce projet sont le LODYC (Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie) de l'université Pierre et Marie Curie, le LGE (Laboratoire de Géochimie des Eaux) de l'université Denis Diderot, la DT/INSU (Division Technique de l'Institut Nationale des Sciences de l'Univers) et la SERPE-IESM (Société d'Etude et de Réalisation de Protection Electronique - Informatique Electronique Sécurité Maritime). Les bouées ont été réalisées par la SERPE-IESM.

De nombreuses bouées ont été mises à l'eau dans la Méditerranée dans le cadre du programme DyFamed (Dynamique des Flux Atmosphériques en Méditerranée), dans l'Atlantique, dans le Pacifique équatorial et dans l'océan austral. Dans cette thèse, je ne présenterai que des flotteurs qui ont été déployés dans l'océan sud au cours de ces dernières années et plus particulièrement, des données de pCO₂ qui ont été mesurées par ces bouées. Après une description sommaire d'une bouée CARIOCA (la méthode de mesure de pCO₂ par colorimétrie est incluse en annexe), je récapitulerai les différentes bouées CARIOCA qui ont dérivé dans l'océan sud et je présenterai les corrections apportées aux bouées mises à l'eau en 2002 et 2003. Enfin, je décrirai les résultats préliminaires obtenus à partir de ces dernières mesures.

b) Description d'une bouée CARIOCA.

La description complète est disponible dans [Hood and Merlivat, 2001], [Copin-Montegut et al., 2004] et sur le site CARIOCA (<http://www.lodyc.jussieu.fr/carioca/home>).

La bouée effectue des mesures horaires de différents paramètres à la surface des océans. Les données mesurées sont la température à la surface de la mer (SST), la fluorescence, la vitesse du vent en m s⁻¹ et la pression atmosphérique (P_{atm}) en mbar. La pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan (pCO₂ en µatm) est mesurée indirectement par colorimétrie (voir description en annexe). Certaines bouées mesurent aussi la salinité à la surface des océans (SSS).

Une bouée CARIOCA (voir Figure 9) peut être soit fixe (par exemple, dans le cas du programme DyFamed) soit dérivante. Elle se compose alors de la bouée en elle même et d'une ancre flottante. Lorsque la bouée n'est pas fixe, son mouvement est influencé par deux paramètres :

- le courant à 15 m de profondeur.
- le vent.

Les courants de subsurface sont le facteur le plus important. L'ancre flottante lui permet de suivre ces derniers. L'eau est pompée à deux mètres de profondeur avant d'être analysée par différents capteurs localisés dans la bouée. Les différents instruments de mesures sont placés dans le flotteur. Deux capteurs de température (l'un pour l'électronique et l'autre pour l'eau), un fluorimètre pour mesurer la fluorescence excitée et un capteur de pCO₂. Ce dernier est un spectrophotomètre à trois (deux pour les bouées les plus anciennes) longueur d'ondes. Depuis 2002, une bouée peut avoir un salinomètre. De plus, un anémomètre se trouve à une hauteur de deux mètres au dessus du niveau de la mer et il y a un capteur de pression atmosphérique. La bouée a une autonomie de un an environ. Elle possède également un émetteur ARGOS. Il permet, à la fois, la transmission en temps réel des différents paramètres mesurés et le repérage de la position de la bouée.



Figure 9 : Mise à l'eau d'une bouée CARIOCA le 24 mars 2004 au large de la Nouvelle-Zélande lors de la campagne SAGE (SOLAS Air Gas Exchange) qui s'est déroulée du 13 mars au 14 avril 2004 (collaboration Kim Curie).

c) Récapitulatif des bouées CARIOCA déployées dans l'océan sud depuis 2002.

Dans cette partie, j'indiquerai toutes les bouées qui ont été déployées dans la zone subantarctique de l'océan sud depuis 2002. Les heures indiquées sont celles par rapport au méridien de Greenwich (temps universel ou TU). De plus, le Marion Dufresne est le bateau qui a effectué la mise à l'eau de toutes les bouées. Elles possèdent toutes un spectrophotomètre à trois longueurs d'ondes (434, 596 et 810 nm). Les bouées dérivent vers l'est en suivant le Courant Circumpolaire Antarctique ou ACC.

Le Tableau 5 est un récapitulatif des différentes bouées déployées dans l’océan sud depuis 2002.

Le 12 janvier 2002, deux bouées ont été mises à l’eau par N. Metzl pendant la campagne OISO 8 (4 janvier au 1 février 2002) près des îles Crozet et Kerguelen. La bouée 22831 possède un salinomètre donc, elle mesure aussi la SSS.

Deux bouées CARIOCA ont été déployées par N. Metzl lors d’un transect du Marion Dufresne au sud de la Tasmanie en janvier 2003. Ces bouées possèdent un salinomètre. La récupération des données au centre de traitement du CLS de Toulouse et leur traitement s’effectuent maintenant de manière automatique. Les programmes de traitement de ces deux bouées ont été élaborés par Nicolas Martin, ingénieur au LODYC. Auparavant, les données étaient envoyées par mail tous les deux jours par CLS puis il fallait lancer manuellement les programmes de traitement pour ces données. Les précédents programmes ont été créés par Mehrad Rafizadeh, ingénieur au LODYC.

Tableau 5 : récapitulatif des bouées mises à l’eau dans l’océan sud depuis 2002.

Nom bouée	Zone de déploiement	Mise à l’eau	Fin de vie	Mesures exploitables	salinomètre
22831	Entre les îles Crozet et Kerguelen dans l’océan Indien	12 janvier 2002 à 21h30 (45°S ; 73°E)	10 avril 2002 à 17h (43.2°S ; 98.3°E)	13 janvier à 18h au 10 avril 2002 à 17h	oui
28528		12 janvier 2002 à 21h30 (45°S ; 73°E)	19 août 2002 à 20h (56.0 S ; 156.3°E)	13 janvier à 18h au 1 mai 2002 à 0h puis mesures discontinues du 1 mai au 16 juillet 2002 (mesures manquantes du 23 mai au 12 juin)	non
13060	Au sud de la Tasmanie dans l’océan Pacifique	30 janvier 2003 à 15h (48.0°S ; 146.0°E)	15 août 2003 à 0h34mn (47.6°S ; 168.8°E)	31 janvier à 1h au 27 mai 2003 à 3h	oui
03739		30 janvier 2003 à 15h (47.6°S ; 146.0°E)	2 septembre 2003 à 11h23mn (43.9°S ; 163.7°E)	30 janvier à 23h au 1 septembre à 17h	oui

d) Traitements appliqués aux bouées 22831, 28528, 13060 et 03739.

(1) Bouées 2002 (22831 et 28528).

Deux traitements ont été appliqués. Tout d’abord, lors de la mise à l’eau, une vérification de l’étalonnage des mesures de ces bouées par rapport aux mesures issues du Marion Dufresne est effectué.

L'étalonnage fait en laboratoire plusieurs mois avant la mise à l'eau a été vérifié en mer en début de vie des bouées par comparaison entre elles et avec les mesures faites au moment du déploiement à bord du Marion Dufresne par N. Metzl (Laboratoire de Biogéochimie et Chimie Marines ou LBCM) lors de la campagne OISO 8. Cette comparaison est compliquée par le fait que les bouées ont été mises à l'eau dans une zone de fort gradient et qu'une période au moins égale à six heures après la mise à l'eau est nécessaire pour obtenir des mesures représentatives du milieu (sauf pour le salinomètre car il a une faible inertie). Les CARIOCAs ont été déployées le 12 Janvier à 21h30 TU et leurs mesures sont représentatives de l'océan de surface à partir du 13 Janvier à 18h (temps de mise à l'équilibre thermique et chimique). Il n'y a donc pas de mesures de CO₂ simultanées avec celles du bateau. De surcroît, seule la bouée 22831 est équipée d'un salinomètre.

La première étape consiste à comparer les mesures de CO₂ des deux bouées à un moment où nous considérons qu'elles sont dans la même eau. Pour compenser l'effet thermodynamique la formule de [Takahashi *et al.*, 1993] est utilisée (voir Équation 12). Les mesures de pCO₂ effectuées à SST in situ sont ramenées à la température de 10°C en utilisant cette formule.

Différentes périodes durant lesquelles les bouées étaient éloignées l'une de l'autre de quelques kilomètres (2.4 à 7 km) et leurs températures différaient de moins de 2 à 3 centièmes de degrés Celsius ont été utilisées : la différence des pCO₂ mesurés était de 8 µatm.

La deuxième étape va consister à comparer les mesures de CO₂ de la bouée 22831, équipée d'un salinomètre, à celles du Marion Dufresne lorsque nous considérons qu'ils sont dans la même eau. Nous allons caractériser la masse d'eau par son diagramme T-S. La Figure 10 représente ce diagramme pour la bouée 22831 du 13 Janvier 0h au 25 Janvier 24h, codé en couleur pour le temps. Nous pouvons voir que la bouée qui était initialement dans une eau à (11.36°C ; 34.11) a immédiatement changé de masse d'eau pour ne revenir dans la masse d'eau initiale que le 22 Janvier. Au début des mesures de CO₂ le 13 Janvier à 18 h elle était dans une masse d'eau à (12.10°C ; 34.1), dans une eau plus chaude dont le diagramme T-S a une pente plus faible. La Figure 11 représente les mêmes quantités mesurées à bord du bateau. Les mesures du bateau ont le même comportement que celles de la bouée et les eaux où a dérivé la bouée juste après sa mise à l'eau ont été explorées par le bateau avant le largage (21h30). Les régressions linéaires ont été limitées aux points de SSS inférieure à 34.12 et de SST inférieure à 11.8°C. Ils sont proches, avec une pente légèrement différente. Ceci indique qu'il s'agit de deux masses d'eau différentes, les mêmes pour la bouée et le bateau, et que les instruments de mesure sont en accord. Les mesures du bateau sont plus dispersées car il traverse des turbulences alors que la bouée est ancrée dans la masse d'eau.

Nous allons maintenant étudier, pour la bouée 22831, la dépendance en SSS de la pCO₂, ramenée à 10°C (pCO₂(10°C)) pour compenser l'effet thermodynamique : elle est représentée, sur la Figure 12 et la Figure 13, pour les mesures bouée et le bateau, respectivement. Pour la pCO₂(10°C), nous trouvons le même comportement en SSS pour les mesures bouée et bateau, avec une rupture de pente pour une salinité de 34.12. Les fits (limités à une SSS de 34.12) ont une pente très proche mais sont décalés. Nous avons vu que les mesures de SST et SSS étaient en accord : c'est donc un décalage en pCO₂.

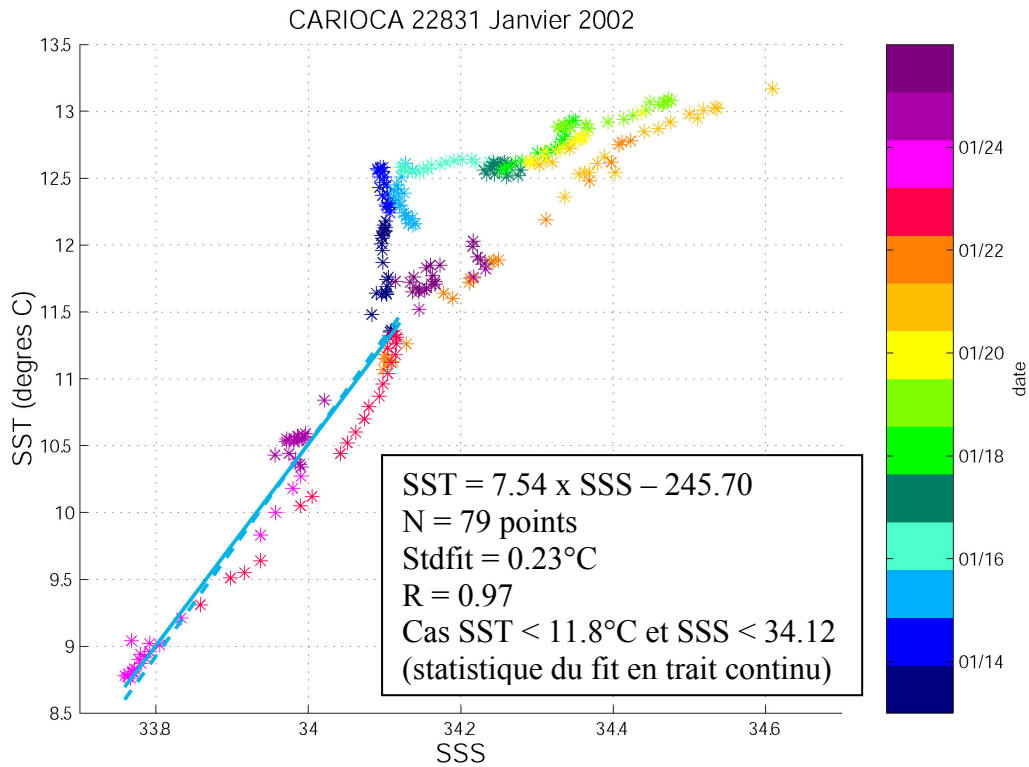


Figure 10 : diagramme de dispersion SSS vs SST pour la bouée 22831 avec la date codée en couleur du 13 au 25 janvier 2002. Différence entre la régression de la SST avec la SSS (trait continu) et le fit déduit de la régression de la SSS avec la SST (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -0.05 à 0.09°C.

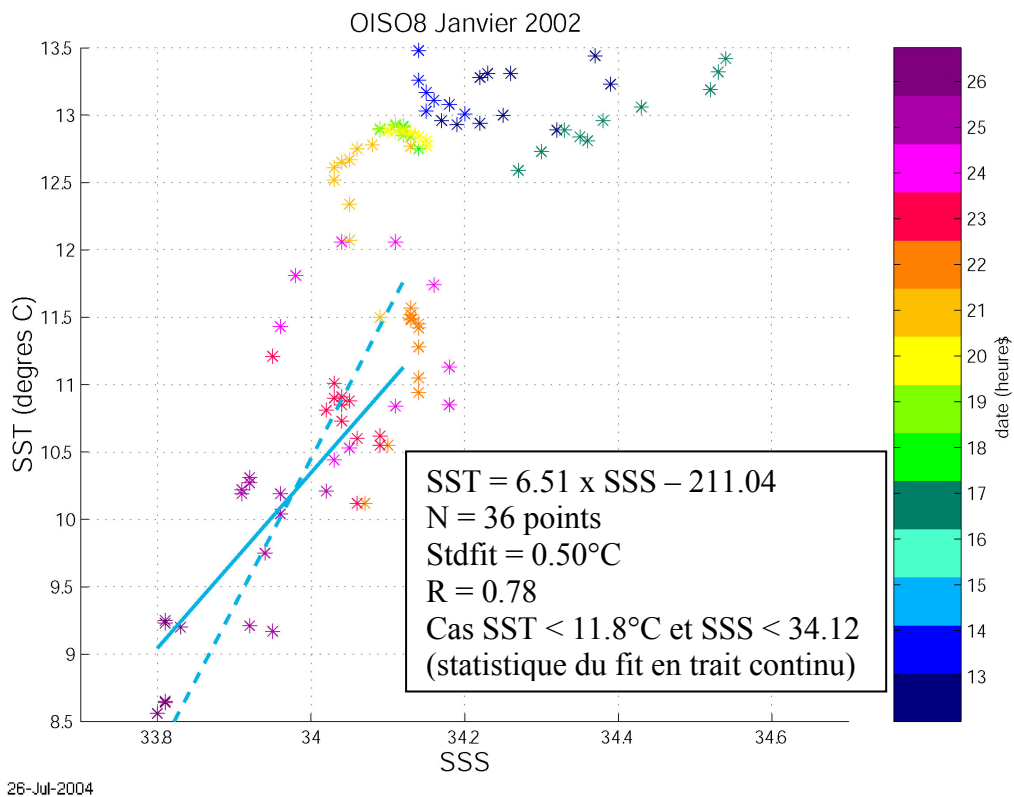


Figure 11 : diagramme de dispersion SSS vs SST pour OISO 8 avec les heures codées en couleur du 12 au 13 janvier 2002. Différence entre la régression de la SST avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec la SST (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -0.6 à 0.8°C.

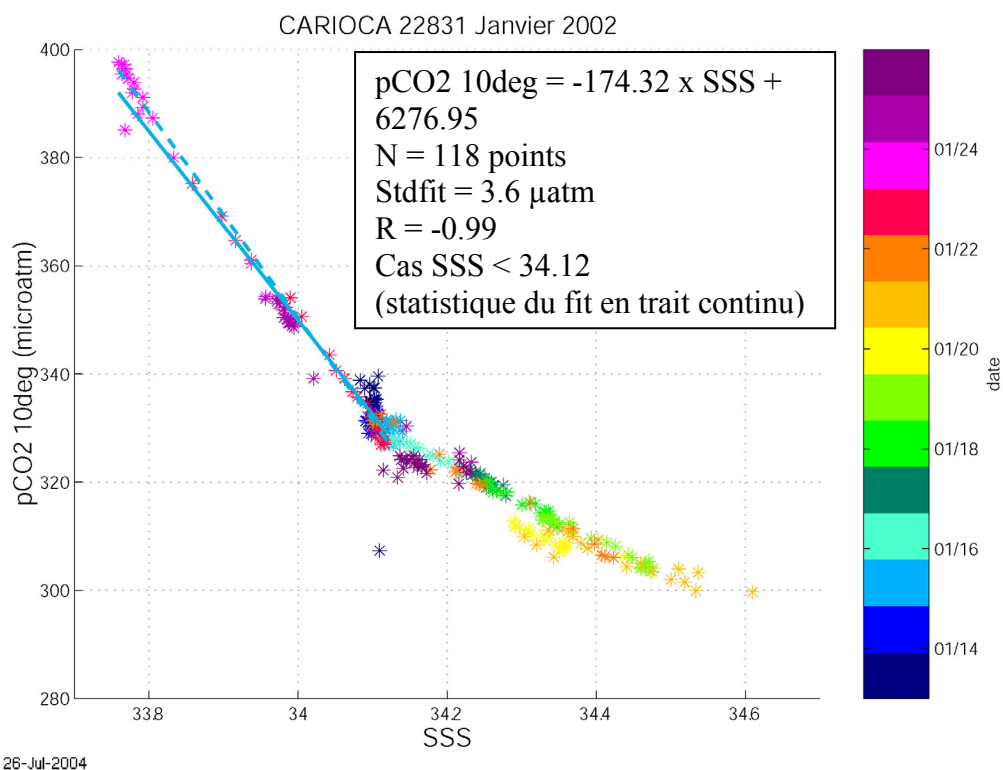


Figure 12 : diagramme de dispersion SSS vs $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la date codée en couleur pour la bouée 22831 du 13 au 25 janvier 2002. Différence entre la régression du $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -4 à 2 μatm .

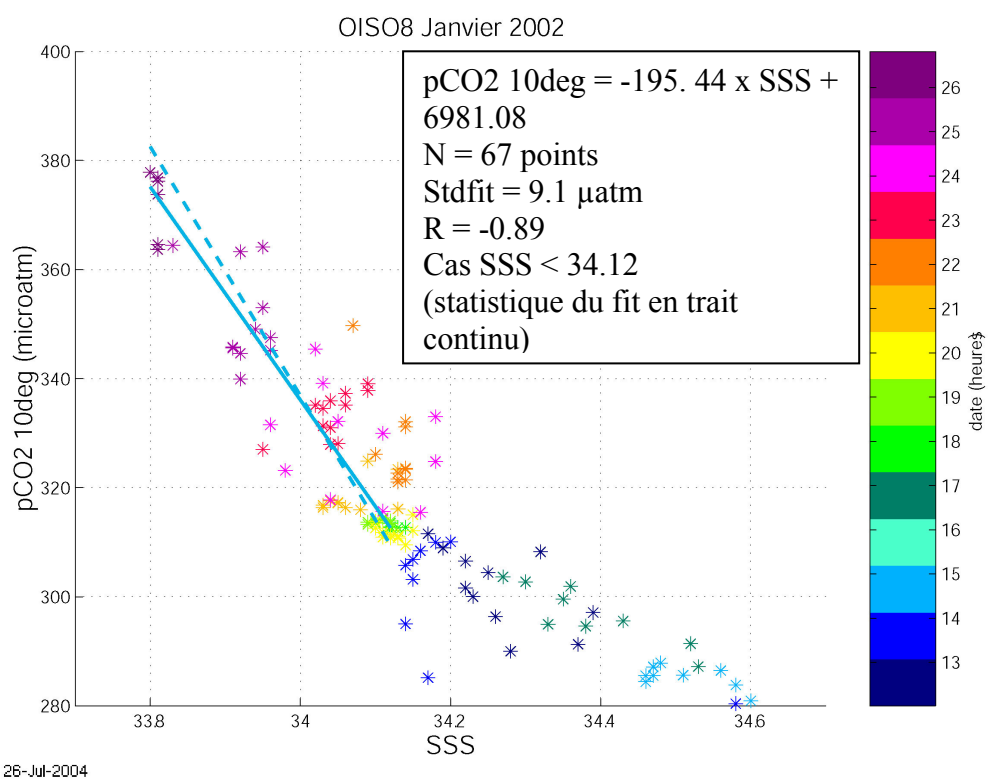


Figure 13 : diagramme de dispersion SSS vs $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ avec les heures codées en couleur pour OISO 8 du 12 au 13 janvier 2002. Différence entre la régression du $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -7 à 3 μatm .

Pendant la station du bateau pour déployer les bouées, 5 mesures ont été faites dont la moyenne est :

$$p\text{CO}_2 = 344 \mu\text{atm} ; p\text{CO}_2(10^\circ\text{C}) = 322.7 \mu\text{atm} ; \text{SST} = 11.51^\circ\text{C} ; \text{SSS} = 34.12$$

Le 22 Janvier à 0h et 1h, moment le plus proche où la bouée est revenue dans une eau ayant les mêmes caractéristiques, il a été mesuré :

$$p\text{CO}_2 = 349 \mu\text{atm} ; p\text{CO}_2(10^\circ\text{C}) = 331.1 \mu\text{atm} ; \text{SST} = 11.26^\circ\text{C} ; \text{SSS} = 34.129$$

$$p\text{CO}_2 = 349 \mu\text{atm} ; p\text{CO}_2(10^\circ\text{C}) = 332.5 \mu\text{atm} ; \text{SST} = 11.15^\circ\text{C} ; \text{SSS} = 34.111$$

En interpolant ces valeurs à 34.12, nous trouvons que $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C}) = 331.8 \mu\text{atm}$. La différence entre les deux est $9.1 \mu\text{atm}$, ce qui ramené à la température du bateau représente $9.7 \mu\text{atm}$, les mesures de la bouée étant supérieures à celles du bateau.

Nous avons vu précédemment que la différence entre les deux bouées était de $8 \mu\text{atm}$, la 22831 étant au-dessus de la 28528. D'autre part le Am, paramètre de servitude surveillé qui sert à vérifier le bon fonctionnement du spectromètre, de la 22831 a varié depuis l'étalonnage effectué en laboratoire (DT/INSU). Ces indices convergents nous incitent à soupçonner la bouée 22831 d'avoir acquis un biais pendant le transport (du à priori à une absorption de colorant sur les parois de la cellule du capteur de $p\text{CO}_2$) et nous diminuerons ses mesures de $8 \mu\text{atm}$ en prenant la 28528 comme référence. Nous atteignons là la limite de précision pour ce type d'intercomparaison.

En conclusion, les données de $p\text{CO}_2$ de la bouée 22831 sont corrigées de $-8 \mu\text{atm}$ tandis que celles de la bouée 28528 restent inchangées.

Il est à noter qu'un important bruit (cause non déterminée) a été observé sur les signaux optiques (intensité lumineuses mesurée par la bouée) de la bouée 28528. Ainsi, les données mesurées entre le 23 mai et le 12 juin 2002 ne sont pas utilisables.

(2) Bouées 2003 (13060 et 03739).

L'étalonnage des deux bouées a été vérifié en utilisant les données mesurées par le Marion Dufresne pendant le déploiement des bouées (en collaboration avec N. Metzl). Comme pour les deux bouées précédentes, une vérification relative puis une vérification absolue sont effectuées.

Dans un premier temps une comparaison des mesures des deux bouées est réalisée (comparaison relative). Ces bouées sont restées très proches l'une de l'autre depuis leur mises à l'eau le 30 janvier 2003 vers 15h jusqu'au 1 février 2003 à 11h inclus. Les données de ces bouées ont donc été moyennées séparément du 31 janvier à 1h au 1 février 2003 à 1h (période commune). Les valeurs de SST et de SSS moyen sont très proches (10.876°C pour la 03739 et 10.874°C pour la 13060) toutefois il existe une différence entre leurs $p\text{CO}_2$ moyens ($\delta p\text{CO}_2$) de $2.75 \mu\text{atm}$ (le $p\text{CO}_2$ moyen de la 03739 est au dessous de celui de la 13060). Or la précision de l'étalonnage effectué en laboratoire sur le capteur de $p\text{CO}_2$ de la 03739 et celui de la 13060 donne une précision de $1.5 \mu\text{atm}$ et $2 \mu\text{atm}$ respectivement sur les mesures de chaque bouée. Donc, $\delta p\text{CO}_2$ est compris dans l'erreur due aux mesures. En conséquence ; il a été décidé de diminuer les mesures de $p\text{CO}_2$ de la 13060 et d'augmenter celle de la 03739 de $1.5 \mu\text{atm}$.

Ensuite, une comparaison entre les données de $p\text{CO}_2$ mesurées par le bateau et celles mesurées par les bouées est effectuée (étalonnage absolu). Le bateau a effectué une station entre le 30 janvier 2003 de 10h34mn à 16h03mn. La moyenne des mesures corrigées de $p\text{CO}_2$ du bateau est de $334.4 \mu\text{atm}$ tandis que la valeur de la mesure la plus proche de l'heure de la mise à l'eau des bouées est de $333.8 \mu\text{atm}$. Les mesures des bouées utilisées pour réaliser l'étalonnage sont pour la 03739 comprises entre le 30 janvier à 23h et le 31 janvier 2003 à 5h et pour la 13060 comprises entre le 31 janvier à 1h et le 31 janvier 2003 à 5h.

Ces mesures admettent une évolution au cours du temps très faible : 1.12 μatm pour la 03739 et 1.57 μatm pour la 13060, SSS et SST variant respectivement de 0.05 et 0.07°C. Les mesures des bouées sont préalablement corrigées du biais de 1.5 μatm défini lors de l'étalonnage relatif et leur moyenne (333.8 et 335 μatm pour la 03739 et la 13060 respectivement) est très proche de celle du bateau et leur différence respective se situe dans la barre d'erreur des mesures du bateau (1 μatm).

En conclusion, les mesures du bateau sont en bon accord avec celles des bouées et seule la correction trouvée lors de l'étalonnage relatif est appliquée (les mesures de pCO_2 de la 13060 et celle de la 03739 diminuent et augmentent respectivement de 1.5 μatm).

Il est à noter que si les valeurs de la SST du bateau (variant de 10.91°C à 10.69°C) sont proches de celles des bouées au moment de leur déploiement (respectivement 10.83°C pour la 13060 et 10.82°C pour l'autre), il n'en va pas de même pour la SSS. Les valeurs mesurées par le bateau passent de 34.475 à 34.367 alors que les bouées 13060 et 03739 mesurent respectivement 34.470 et 34.485. A ce jour, la cause de ce biais n'est pas connue.

e) Premiers résultats des bouées 22831, 28528, 13060 et 03739.

Je décrirai d'abord les premiers résultats obtenus avec les données des bouées 28528 et 22831 puis ceux des bouées 13060 et 03739. Enfin, une étude comparant les mesures des quatre bouées avec des données climatologiques est réalisée.

(1) Bouées 2002 (22831 et 28528).

Les trajectoires de ces deux bouées sont superposées à la carte de la SST de la région sud de l'océan Indien au mois de février 2002 (Figure 14). Les limites en températures de la zone subantarctique ou SAZ (entre 8°C et 14.5-15°C pour cette région) sont aussi indiquées en dessous de la carte. Les deux bouées ont dérivé vers l'est tout en restant à l'intérieur de la SAZ.

CARIOCA drifts (January to July 2002) and Sea Surface Temperature (February 2002)

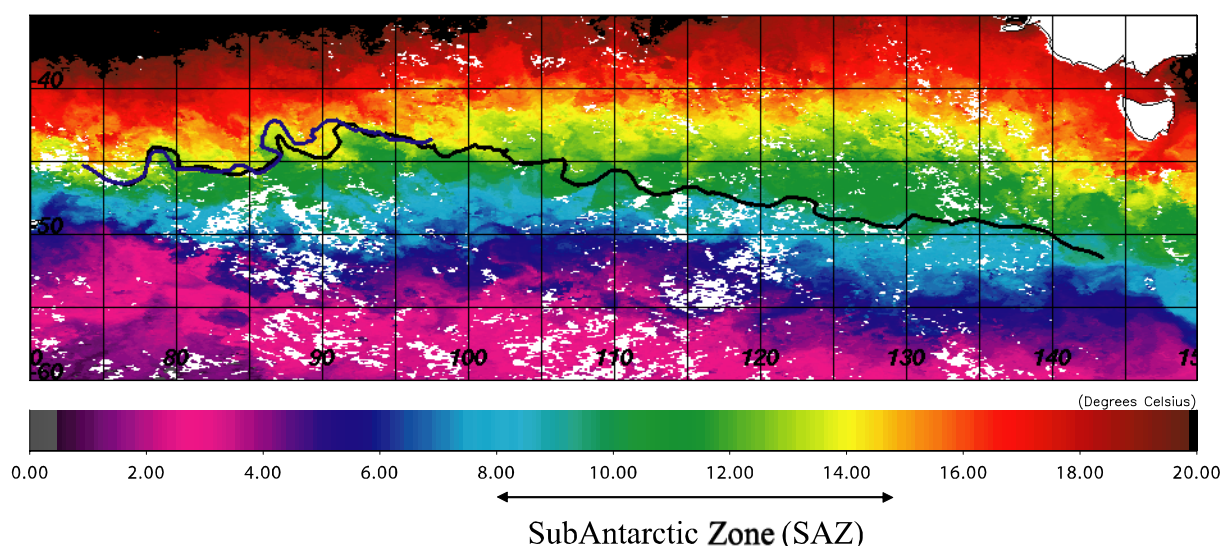


Figure 14 : trajectoire des bouées 22831 et 28528 superposée à la carte mensuelle de la SST du sud de l'océan Indien (février 2002).

La Figure 15 montre les données de $p\text{CO}_2$ codées en couleur le long de la trajectoire des bouées de janvier à début avril 2003. Cette période a été choisie car elle est commune aux mesures des deux bouées. Durant ces trois mois, les deux bouées sont restées dans la partie nord de la SAZ. Ainsi, leurs trajectoires ont souvent été fortement influencées par les méandres du front subtropical (région caractérisée par de nombreux tourbillons). Une autre remarque peut être faite sur cette figure. Les mesures des deux bouées sont plutôt proches de 350 - 360 μatm sauf deux exceptions majeures. D'une part, dans les méandres, les données mesurées par les bouées sont en dehors de cette plage (par exemple entre 78°E et 80°E, $p\text{CO}_2$ atteint presque 370 μatm pour la 22831 tandis que sa valeur reste autour de 350 μatm pour la 28528). D'autre part, les mesures de la bouée 28528 sont plus basses que celle de la 22831 à partir de 92°E : les $p\text{CO}_2$ de la 28528 sont proches de 340 μatm alors que celles de la 22831 restent de l'ordre de 350 - 360 μatm .

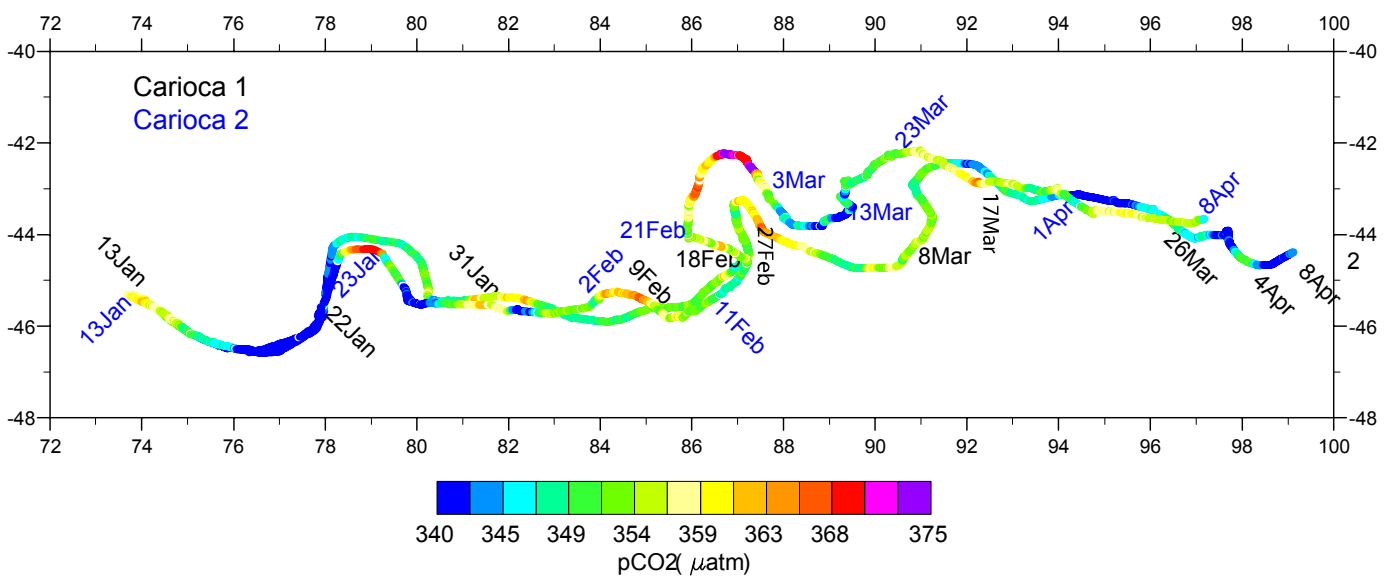


Figure 15 : carte des mesures de $p\text{CO}_2$ des bouées 22831 (carioca 2) et 28528 (carioca 1) pour janvier à avril 2002.

J'ai précédemment indiqué que près des tourbillons, $p\text{CO}_2$ peut être soit très inférieure soit très supérieure à sa valeur moyenne. Il est possible d'expliquer ceci en supposant un mélange avec d'autres masses d'eau venant du nord ou du sud (mélange horizontal). Il se peut aussi que se produise une remontée d'eau (mélange vertical ou convection). Les basses valeurs de $p\text{CO}_2$ entre 76°E et 78°E peuvent ainsi être dues à un mélange avec des eaux plus pauvres en CO_2 venant du nord (eau subtropicale). Au contraire, les fortes valeurs de $p\text{CO}_2$ mesurées par la bouée 22831 entre 78°E et 79°E proviennent probablement d'un mélange avec des eaux plus riches en CO_2 arrivant du sud (eaux polaires). Pour vérifier ces hypothèses, des diagrammes de dispersion entre la SST et $p\text{CO}_2$ et des diagrammes T-S avec le temps codé en couleur ont été élaborés avec les données des bouées.

La Figure 16 résume les résultats obtenus pour la bouée 22831. Le contenu en carbone total (DIC) de la couche de surface a été estimé avec les constantes de dissociation des carbonates de [Lueker *et al.*, 2000] d'après les mesures de $p\text{CO}_2$ et des estimations de l'alcalinité totale déduites de la SSS et de la relation alcalinité total (TA) – salinité (SSS) ci-dessous :

Équation 17 : équation TA vs SSS issue de [Jabaud-Jan *et al.*, 2004].

$$TA = 29.785 \cdot SSS + 1274.2 \quad [17]$$

Elle a été estimée pendant les campagnes OISO par [Jabaud-Jan *et al.*, 2004]. D'une part, trois droites de mélange ont été identifiées. La première droite (en bleu) représente le mélange avec des eaux polaires. En effet, ces eaux sont caractérisées par de faibles températures et salinités ainsi que par de fortes valeurs du DIC. Or les données appartenant à cette droite possèdent les mêmes caractéristiques: la SST varie entre 8.5 et 11.5°C, la SSS entre 33.5 et 34.2 et le DIC est supérieur à 2080 $\mu\text{mole kg}^{-1}$ environ. Le mélange avec des eaux subtropicales est indiqué sur le tracé par les deux droites en orange. En effet, les eaux subtropicales possèdent des SSS et des SST élevées mais sont pauvres en carbone inorganique (C_{inorg}). Les données appartenant à ces droites possèdent les plus fortes valeurs en SST et SSS (au dessus, respectivement, 12°C et de 34.2) ainsi que de faibles valeurs pour le DIC (inférieures à 2085 $\mu\text{mole kg}^{-1}$). D'autre part, certaines données possèdent des valeurs à peu près constantes en SSS (autour de 34.2) et en DIC (entre 2075 et 2080 $\mu\text{mole kg}^{-1}$). Toutefois, elles sont caractérisées par une assez grande variation en SST: entre 12.5°C et 14°C environ (il est plus facile d'estimer cette variation en cherchant les limites de la droite verte sur la Figure 17, tracé du haut). Les masses d'eau avec de telles caractéristiques sont supposées subir un réchauffement.

Les trois droites de mélange ont aussi été superposées au diagramme de dispersion entre la SST et $p\text{CO}_2$ de la bouée 22831 (le tracé en haut de la Figure 17). La droite indiquée en vert sur ce tracé représente les données de $p\text{CO}_2$ qui varient par effet thermodynamique.

La principale caractéristique des données de SST et de $p\text{CO}_2$ mesurées par la bouée 22831 est qu'elles sont très variables dans le temps mais qu'elles peuvent être caractérisées par les droites précédentes. Au contraire, les données de la bouées 28528 le sont beaucoup moins (voir Figure 17, tracé du bas). Malgré tout ceci, les mesures de $p\text{CO}_2$ de la bouées 22831 et 28528 sont très proches en moyenne (353 ± 8 et $350 \pm 6 \mu\text{atm}$, respectivement).

Le flux air-mer de CO_2 a aussi été estimé en utilisant les données de la bouée 28528 du 13 janvier au 12 juillet 2002. Ce flux est considéré comme l'intégrale en temps du produit du coefficient d'échange du CO_2 (K) par le gradient de la pression partielle de CO_2 à l'interface air-mer ($\Delta p\text{CO}_2$). Il faut donc dans un premier temps calculer K et $\Delta p\text{CO}_2$.

La relation de [Wanninkhof, 1992] et les mesures de vents et de SST de la bouée peuvent être utilisées pour calculer K_{WT} . Toutefois, l'anémomètre des bouées, qui mesure la vitesse du vent, a cessé de fonctionner le 12 mars 2002 donc les données de vent ne sont disponibles que du 13 janvier au 12 mars 2002. Pour pallier à ceci, les mesures de vent issues du satellite QSCAT ont été collocalisées avec les mesures de cette bouée (vent QSCAT collocalisé). Ainsi K_{WT} est estimé à partir des vents QSCAT collocalisés, la SST de la bouée et la relation de [Wanninkhof, 1992].

Le calcul de $\Delta p\text{CO}_2$ nécessite les données de $p\text{CO}_2$ et de la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$). La bouée ne mesure pas $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ mais il est toutefois possible d'obtenir une estimation de ce paramètre à partir de la relation reliant $p\text{CO}_2$ à la concentration molaire de CO_2 dans l'atmosphère ($x\text{CO}_2$) (voir Équation 18). Une constante est utilisée comme valeur annuelle de $x\text{CO}_2$ atmosphérique car sa variabilité sur une année est faible dans cette région.

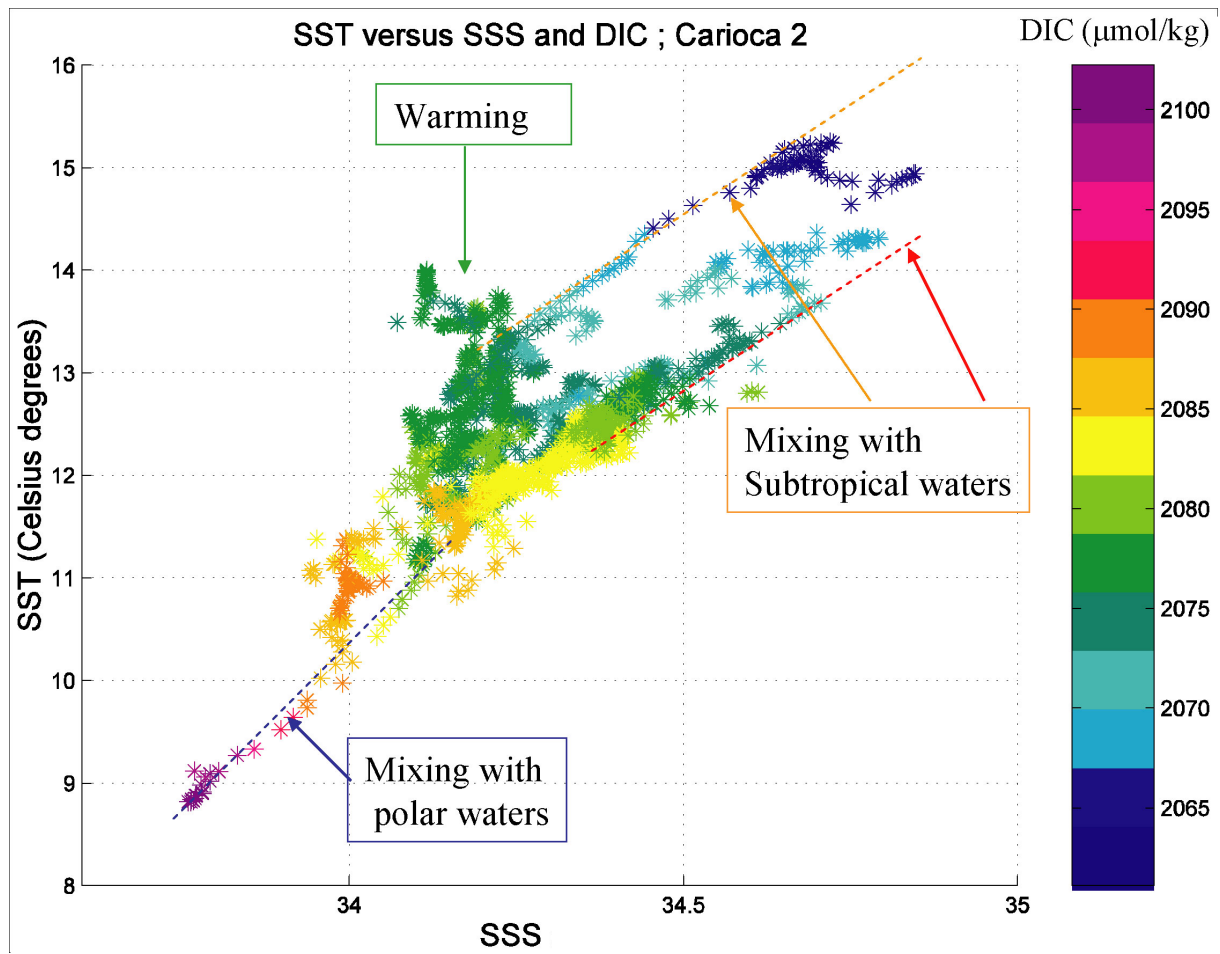


Figure 16 : diagramme T-S avec le DIC (Dissolved Inorganic Carbon) codée en couleur pour la 22831.

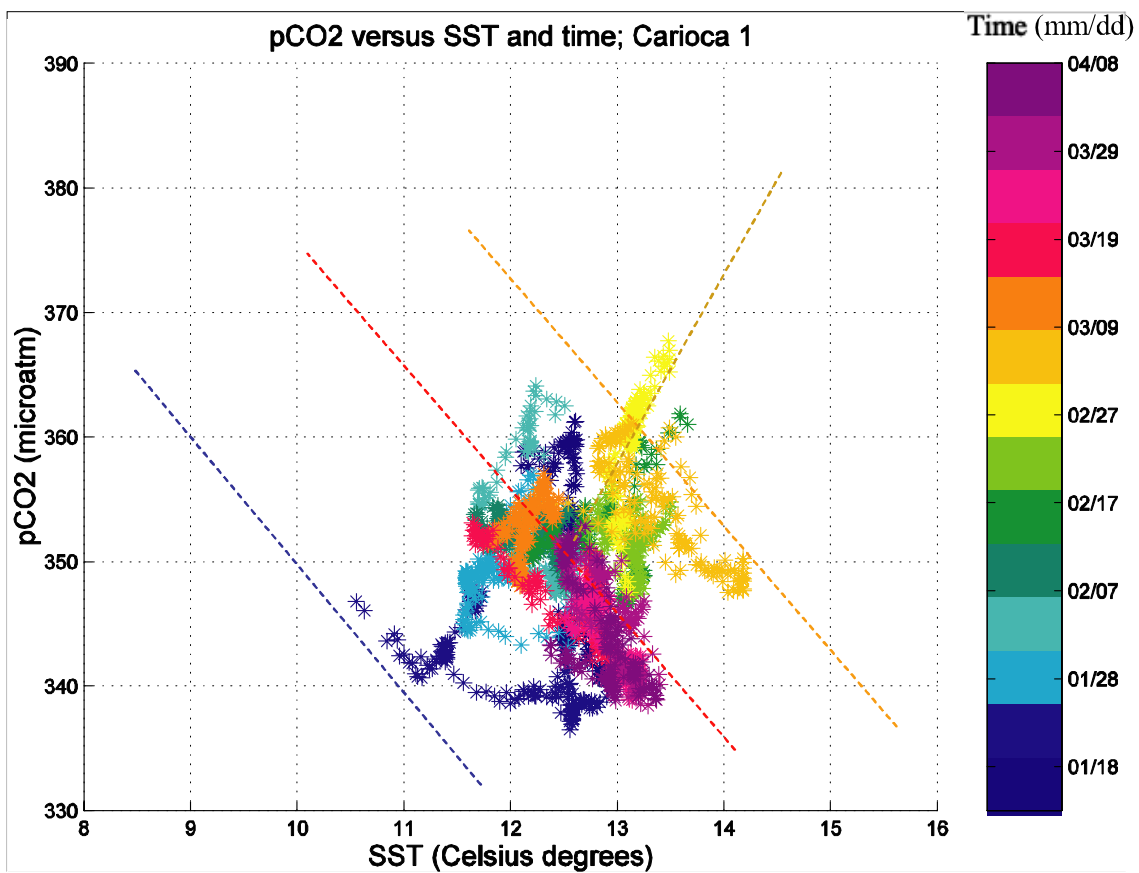
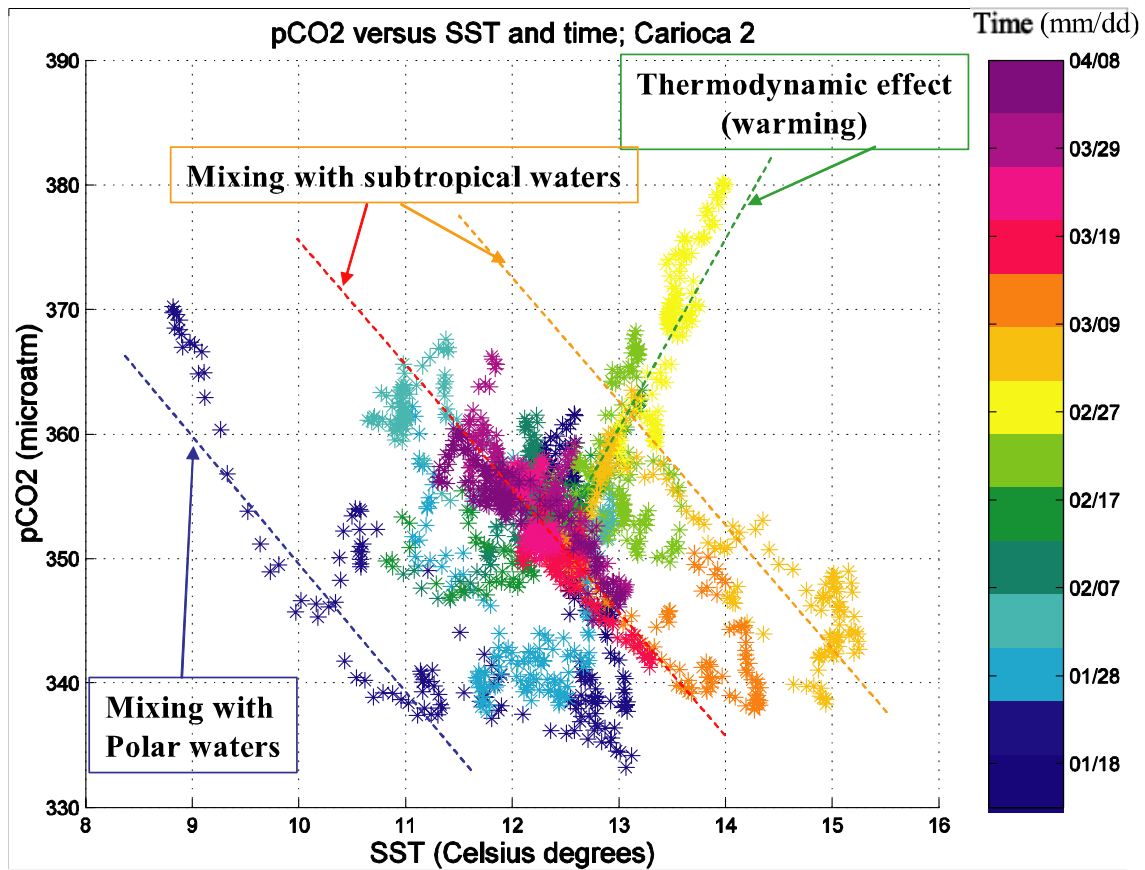


Figure 17 : diagrammes de dispersion entre la SST et le pCO₂ avec le temps codé en couleur (la 22831 en haut, la 28528 en bas).

De plus, l'augmentation annuelle de $x\text{CO}_2$ atmosphérique ($x\text{CO}_{2\text{atm}}$) n'est que de $+1.7 \text{ ppm an}^{-1}$. Cette valeur ainsi que la moyenne annuelle de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ est estimée en utilisant les données de [Globalview-CO₂, 2003] comme décrit dans le chapitre suivant décrivant la méthode d'extrapolation. Il est à noter que le calcul a été effectué en se servant des données mesurées à la station Cape Grimm en Tasmanie mais est supposé être valable dans la région explorée par les bouées. En 2001, la moyenne de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ est égale à 368.23 ppm donc en 2002, elle est mise égale à 370 ppm environ. Ensuite $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ est calculé en se servant de la relation entre $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ et $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, des mesures de SST (pour estimer la pression de vapeur saturante) et de P_{atm} de la bouée et de la valeur annuelle choisie pour $x\text{CO}_{2\text{atm}}$. Ainsi, la variabilité de $\Delta p\text{CO}_2$ est due, en grande partie, à celle de $p\text{CO}_2$. Enfin $\Delta p\text{CO}_2$ est estimé comme la différence entre $p\text{CO}_2$ et $p\text{CO}_{2\text{atm}}$.

La Figure 18 montre la variation temporelle de $\Delta p\text{CO}_2$ et du flux air-mer de CO_2 pour les bouées 28528 (janvier à juillet 2002) et 22831 (janvier à avril 2002). Le flux est exprimé ici en $\text{mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$. Il est presque toujours absorbant sauf sur de très courtes périodes où il devient dégazant. De plus, le flux a une amplitude de variation plutôt faible (respectivement, 7 et 7.5 $\text{mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ environ pour les bouées 28528 et 22831) sauf après mars (automne et hiver) : il peut atteindre une valeur de l'ordre de 14 $\text{mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour la 28528 et de 12 $\text{mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour la 22831. Cette variation du flux ne s'explique pas par celle de $\Delta p\text{CO}_2$ (respectivement, 45 et 30 μatm environ pour la 22831 et la 28528) mais par la variabilité de la vitesse du vent QSCAT collocalisée. Les valeurs moyennes de $\Delta p\text{CO}_2$ et du flux sont respectivement de $-12.6 \pm 6.6 \mu\text{atm}$ et de $-3.8 \pm 2.3 \text{ mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour la 28528 et de $-11.3 \pm 8.4 \mu\text{atm}$ et de $-3.2 \pm 2.5 \text{ mmole m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour la 22831.

Ces résultats ont été présentés sous forme d'un poster lors de la conférence internationale OCEANS (ocean biogeochemistry and ecosystems analysis) qui s'est déroulée à Paris du 7 au 10 janvier 2003.

(2) Bouées 2003 (13060 et 03739).

Les trajectoires de ces bouées sont superposées à des cartes mensuelles de la chlorophylle SeaWiFS de la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande pour le mois de février (en haut) et mars 2003 (en bas) sur la Figure 19. Les tracés en trait gras sur ces deux cartes correspondent aux déplacements réellement effectués par les bouées pendant le mois considéré. Les bouées ont été déployées dans la zone subantarctique puis elles ont dérivé vers l'est dans des zones riches en chlorophylle comme le montre les cartes de la Figure 19. Au cours du premier mois, les deux bouées ont toutes les deux suivies le bord sud d'une zone riche en chlorophylle provenant de la Tasmanie (considérée ici comme proche du front subtropical). Ensuite, elles se sont séparées : une des bouées a dérivé plus au nord. Ainsi les bouées se trouvaient toutes les deux au nord de la zone subantarctique puis une des bouées (la 03739) est entrée définitivement dans la zone subtropicale tandis que l'autre est restée dans le nord de la SAZ. Les salinités mesurées par les bouées permettront de confirmer ceci (voir Figure 20).

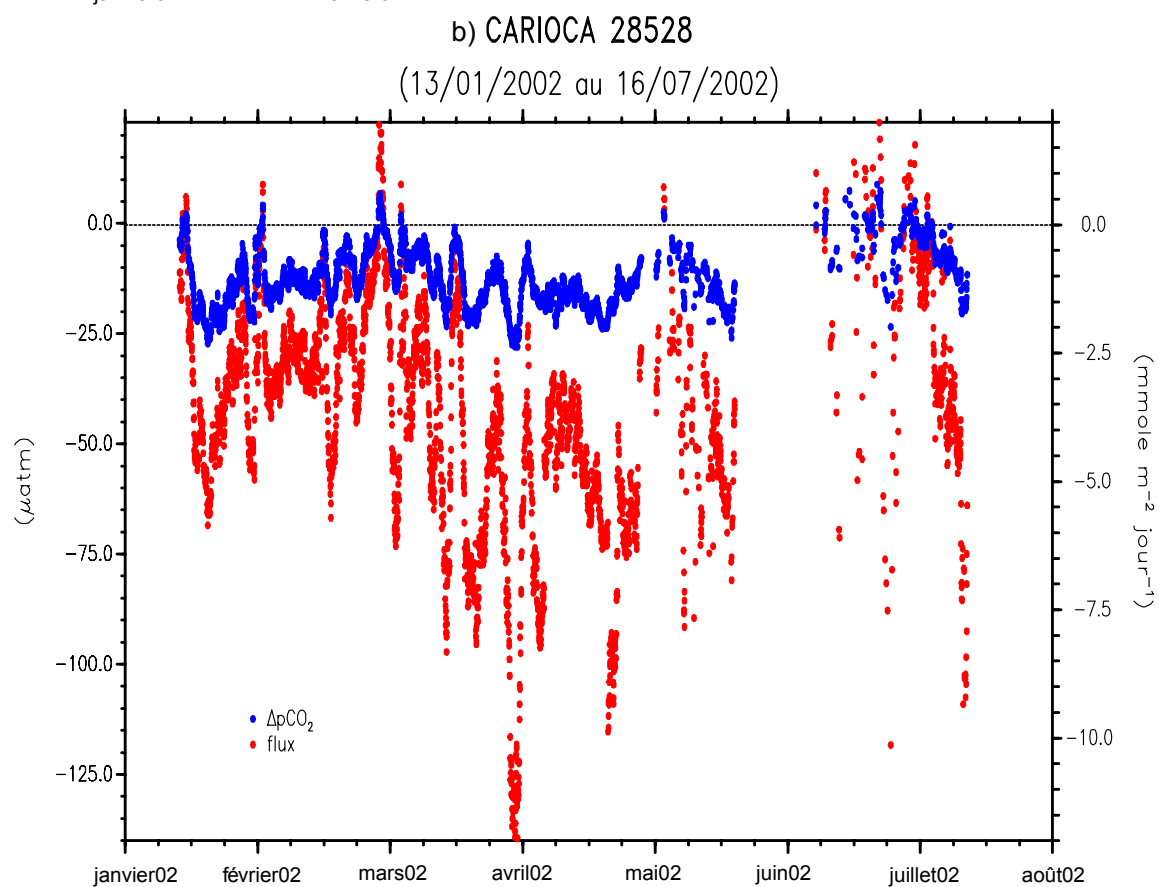
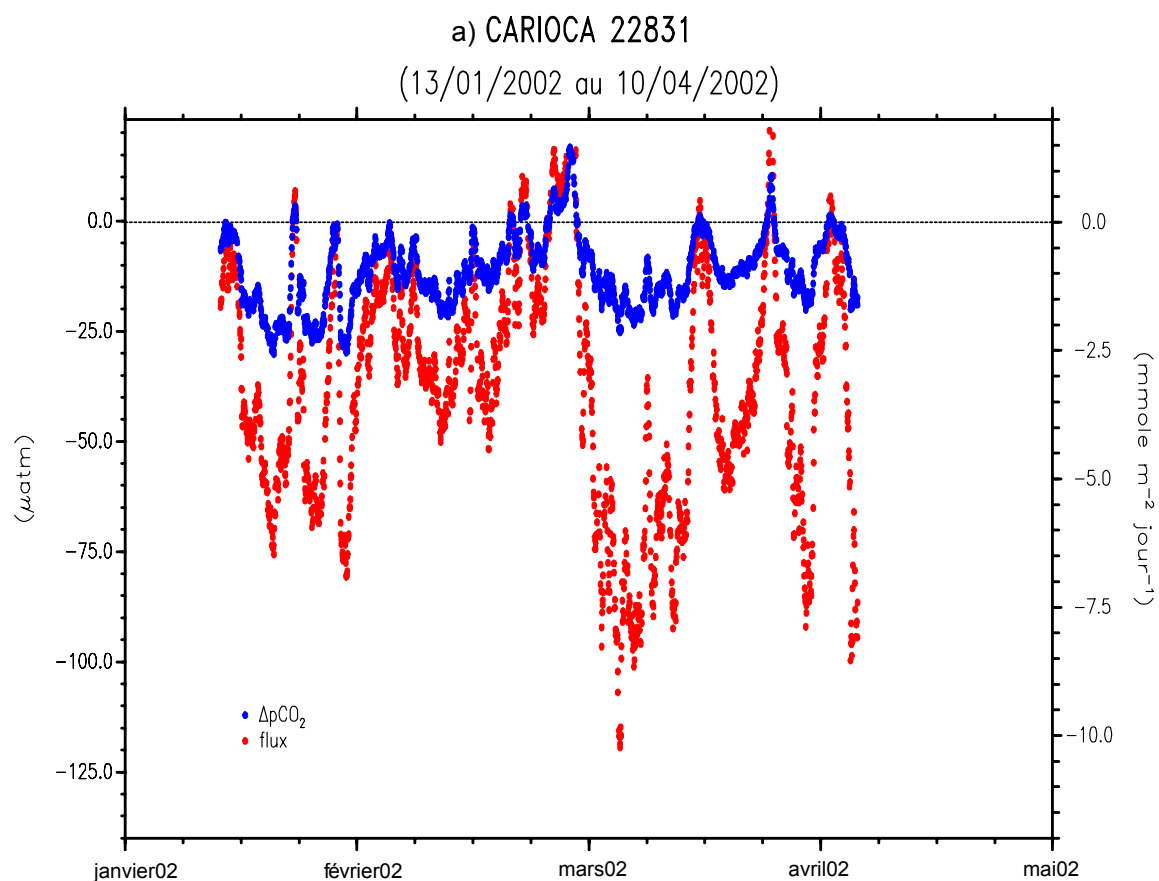


Figure 18 : $\Delta p\text{CO}_2$ et flux air mer de CO_2 estimé pour les bouées 22831 (en haut) de janvier à mai 2002 et 28528 (en bas) de janvier à juillet 2002.

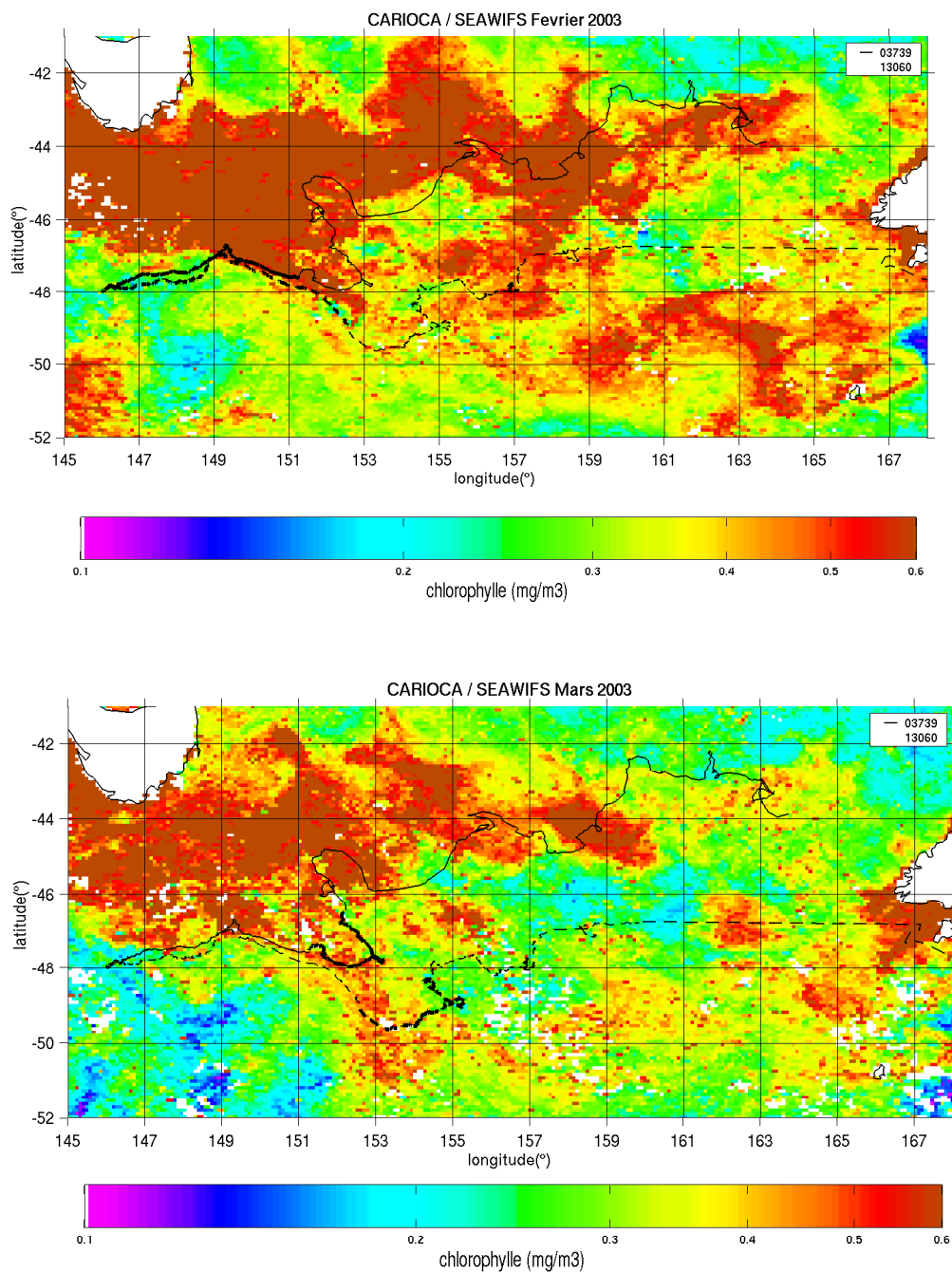


Figure 19 : trajectoire des bouées 13060 et 03739 sur la carte mensuelle de la chlorophylle SeaWiFS de la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (en haut : février 2003, en bas mars 2003).

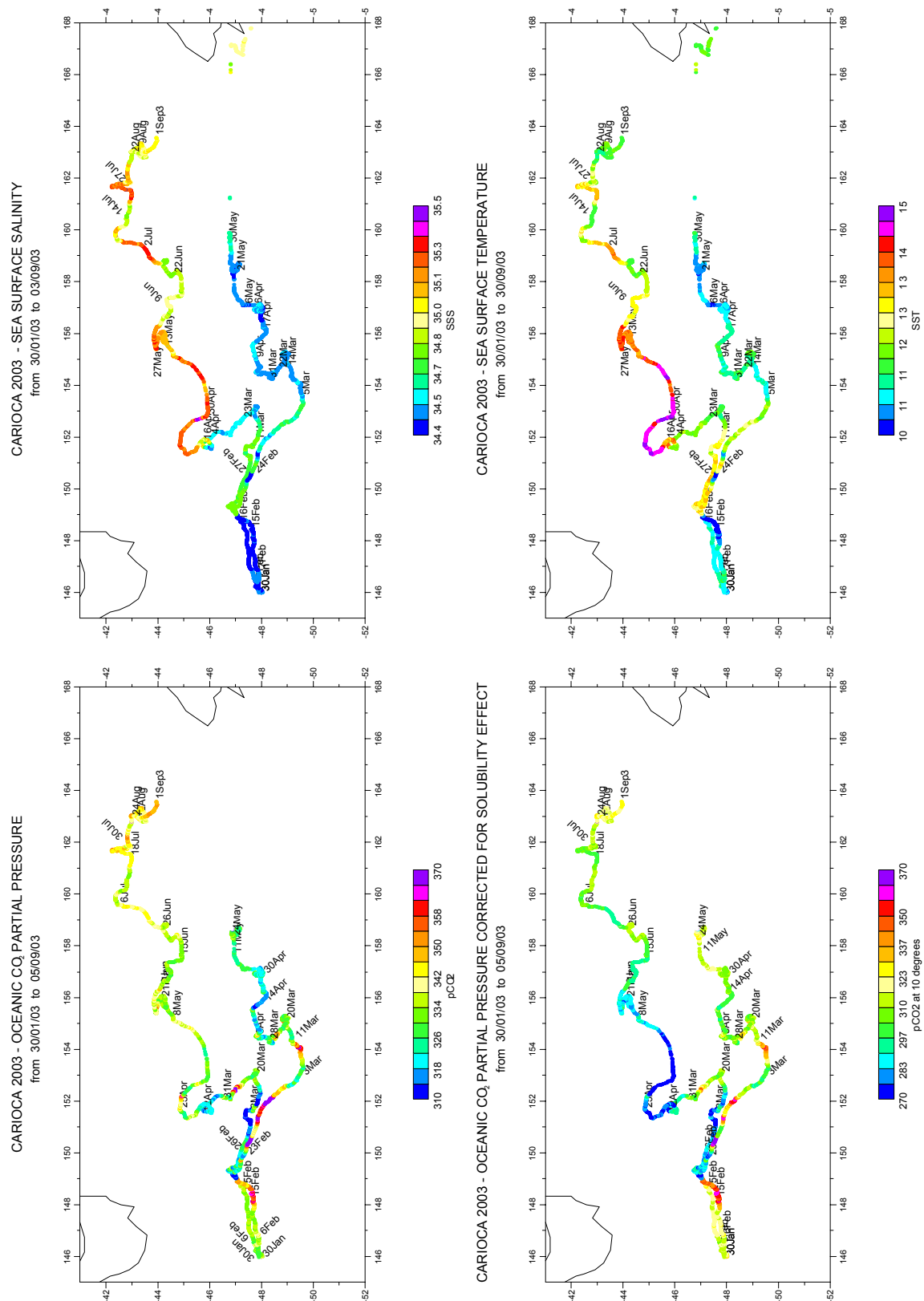


Figure 20 : tracés des données de SSS, SST, pCO₂ et pCO₂ à 10°C codés en couleurs le long de la trajectoire des bouées 13060 et 03739 respectivement en haut à gauche, en bas à gauche, en haut à droite et en bas à droite.

Le tracé des mesures de SSS et celui des mesures de la SST des deux bouées permettent de définir les limites entre la zone subantarctique et la zone subtropicale. La STZ possède des salinités plus fortes que la SAZ. La limite en SSS entre ces deux régions est prise comme égale à 34.7. L'observation du tracé en salinité permet d'affirmer que les deux bouées ont dérivé près du front subtropical avec de légères incursions de part et d'autre de ce front à partir de 149°E (mi février 2003) car la SSS est comprise entre 34.7 et 34.8. De même, la SST qui restait comprise entre 10 et 11°C augmente pour atteindre 13°C. Les deux bouées ont cessé de suivre la même trajectoire vers 152°E (11 mars 2003 pour la 03739 et fin février 2003 pour la 13060). La bouée 03739 a commencé à dériver plus au nord. Elle est entrée définitivement dans la zone subtropicale vers mi-avril 2003 : la salinité est brusquement passée de 34.5 à 35.0 et la température de 11 à 14°C. En ce qui concerne la bouée 13060, les mesures de salinité et de température (inférieure respectivement à 34.5 et 11°C dès le 5 mars 2003) prouvent qu'elle est restée dans la zone subantarctique. Les tracés des données de $p\text{CO}_2$ et de $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ ont aussi été élaborés. Les données de $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ représentent les mesures qui ont été ramenées à la température de 10°C (température de référence) en se servant de l'Équation 12 (relation de [Takahashi et al., 1993]). Ceci a été effectué pour éliminer l'effet de la température sur les données de $p\text{CO}_2$. Or $p\text{CO}_2$ dépend de la température par l'intermédiaire de la solubilité (Équation 6) donc, en enlevant l'effet de la température, $p\text{CO}_2$ est en fait corrigé de l'effet de la solubilité. Cette nouvelle variable n'est influencée que par le mélange vertical ou horizontal entre les masses d'eau et l'activité de la biologie. Ainsi, les variations de $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ représentent celle du contenu total en carbone à la surface des océans (DIC). Le tracé du $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ confirme le passage de la bouée 03739 dans la zone subtropicale (caractérisée par de faibles valeurs en DIC) à partir de la mi-avril : $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ passe brusquement de 310 μatm à 270 μatm environ. Enfin, la comparaison du tracé de $p\text{CO}_2$ et de $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ montre que $p\text{CO}_2$ est beaucoup moins variable que $p\text{CO}_2(10^\circ\text{C})$ (les amplitudes de variations sont respectivement de 60 et de 100 μatm). Ceci peut s'expliquer par l'existence probable d'une compensation entre l'effet de mélange, l'effet thermodynamique et l'activité de la biologie.

Les diagrammes de dispersion entre SST et $p\text{CO}_2$ et des diagrammes T-S ont été élaborés dans le but de rechercher de possibles droites de mélange comme avec les bouées précédentes sans rien donner de concret toutefois.

Le flux air-mer de CO_2 est aussi calculé pour les deux bouées de février au 22 avril 2003 (à cette date, les anémomètres des deux bouées ont cessé de fonctionner). Il faut tout d'abord estimer le coefficient d'échange du CO_2 puis $\Delta p\text{CO}_2$.

Je me suis servi de la formule de [Wanninkhoff, 1992] pour calculer les K_{WT} . Les vents et les SST mesurés par les bouées ont été utilisés lors de ce calcul. Toutefois, les mesures de vents CARIOCA sont données pour une hauteur de 2 m au dessus du niveau de la mer. Donc ils ont été ramenés à 10 m en supposant une atmosphère neutre grâce à l'Équation 15.

Pour calculer $\Delta p\text{CO}_2$, il est nécessaire d'estimer $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ car cette variable n'est pas mesurée par les bouées. J'applique la même méthode que pour la bouée 28528 afin d'estimer $p\text{CO}_{2\text{atm}}$. La valeur de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ en 2002 est prise comme égale à 371.63 ppm. En outre, une amélioration a été apportée ici. [Globalview- CO_2 , 2003] fournit, pour chaque station de mesures, la variation saisonnière mensuelle estimée pour une année de référence (var_sais). La moyenne sur toutes les mesures de la station est utilisée lors ce calcul. Les var_sais de la station Macquarie Island (54,48°S ; 158.97°E) sont ajoutés à l'estimation de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ pour 2002 (les mesures effectuées à cette station sont proches de celles faites à Cape Grimm).

Les flux air-mer de CO₂ pour les bouées 13060 (rouge) et 03739 (orange) sont montrés sur la Figure 21. Deux remarques importantes peuvent être faites sur cette figure. D'une part, les flux des deux bouées sont presque toujours absorbants. Ils deviennent rarement dégazant. Toutefois, cela ne se produit que sur de courtes périodes (par exemple, sur environ dix jours fin février 2003) et les valeurs rencontrées sont faibles (inférieurs à 3 mmole m⁻² jour⁻¹). Ceci est similaire aux résultats trouvés pour la bouée 28528. D'autre part, les deux flux sont caractérisés par une grande variabilité temporelle. Ainsi, leur amplitude de variation peut atteindre des valeurs importantes (30 mmole m⁻² jour⁻¹). C'est à peu près trois fois celle trouvée pour la bouée 28528. Les flux air-mer moyens sont respectivement de -5.0 ± 4.3 et de -5.7 ± 5.1 mmole m⁻² jour⁻¹ pour les bouées 03739 et 13060 (environ une fois et demi le flux de la bouée 28528).

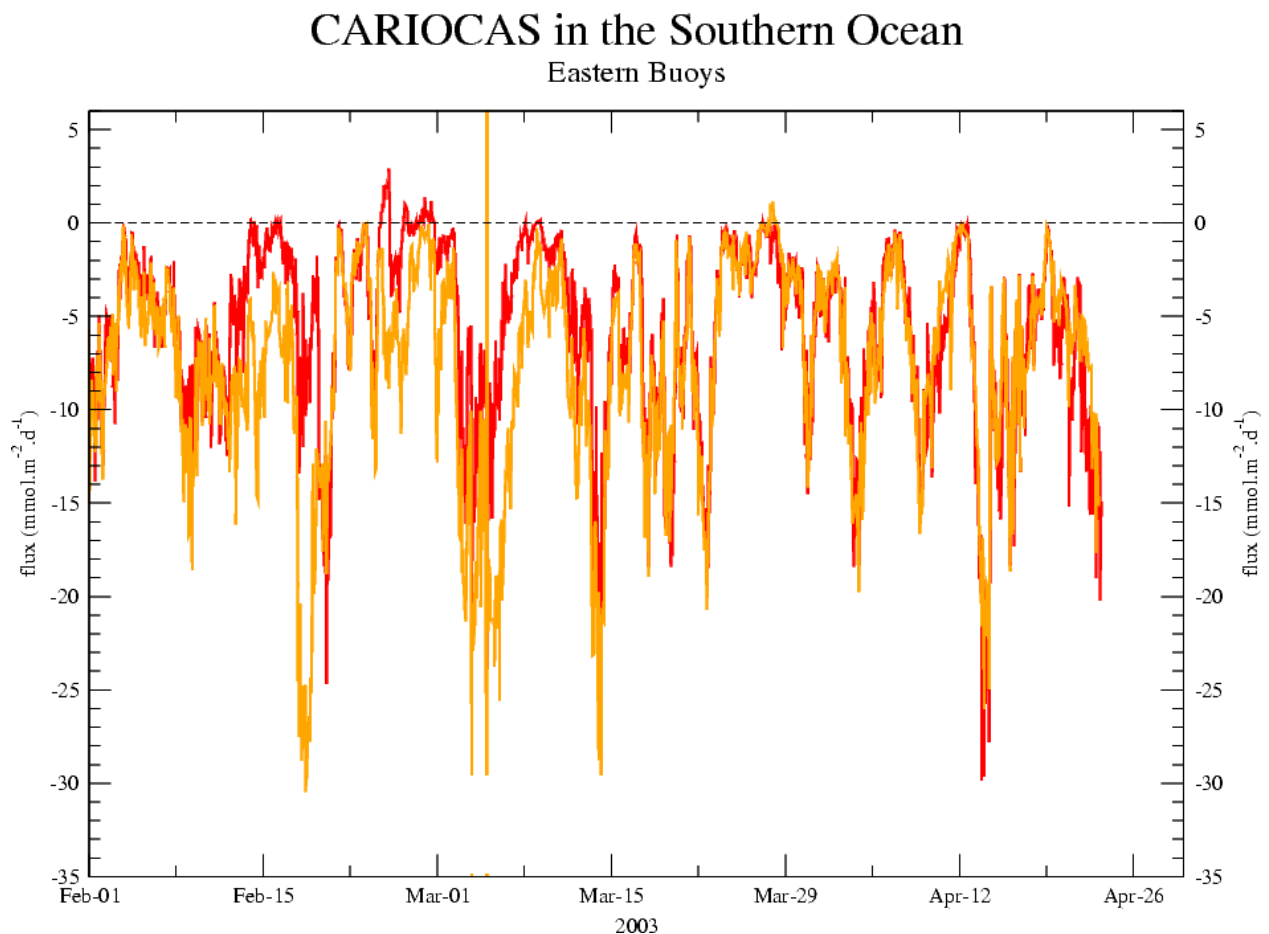


Figure 21 : flux de CO₂ à l'interface océan atmosphère pour la bouée 13060 (rouge) et 03739 (orange) de février à avril 2003.

Les résultats de ces études ont été présentés sous forme de poster lors de la conférence finale JGOFS qui s'est déroulée du 5 au 8 mai 2003 à Washington, D.C (USA) et lors du meeting AGU qui s'est déroulé à Portland (USA) du 26 au 30 janvier 2004.

(3) Comparaison avec d'autres données climatologiques.

Une comparaison des mesures de pCO₂ des bouées CARIOCA est effectuée avec des données climatologiques mensuelles de [Takahashi et al., 2002] et les observations des campagnes dans l'Indien central et à l'est du Pacifique de [Metzl et al., 1999].

[Metzl *et al.*, 1999] on élaboré un cycle annuel du pCO₂ dans la SAZ de l'océan Indien (plus précisément dans la zone (41°S; 55°E - 75°E) et (45°S; 135°E - 155°E)). Ils se sont servi des données mesurées lors des campagnes MINERVE dans l'océan Indien central et lors de celles effectuées par le CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) dans l'est de l'océan Indien entre 1991 et 1995 et ils les ont moyenné mois par mois dans des carrés de 1°X 1° en latitude et en longitude pour créer leur cycle annuel.

Les cartes climatologiques de [Takahashi *et al.*, 2002] élaborées pour l'année de référence 1995 sont décrites dans le chapitre suivant.

Cette étude a été réalisée avec les données des bouées CARIOCA 22831 (du 13 janvier au 10 avril 2002), 28528 (du 13 janvier au 12 juillet 2002), 13060 et 03739 (du 1 février au 29 avril 2003). Il est à noter que les mesures de la bouée 28528 ont été séparées en deux : du 13 janvier à fin mars 2002 (période commune aux deux bouées) et de avril à juillet 2002. Uniquement les données du cycle annuel de [Metzl *et al.*, 1999] se trouvant dans la même zone ou possédant les mêmes domaines en SST que les bouées CARIOCA ont été utilisées dans cette étude. De plus, les données de pCO₂ mesurées par les bouées CARIOCA ont été collocalisées avec celles extraites des cartes climatologiques mensuelles de [Takahashi *et al.*, 2002]. Avant d'effectuer cette opération, les pCO₂ extraites de ces cartes ont été corrigés de l'augmentation annuelle du pCO_{2atm} (pris égal à 1.7 ppm an⁻¹) afin que la collocalisation s'effectue la même année que les bouées.

Le Tableau 6 indique les valeurs moyennes de différentes variables estimées le long de la trajectoire des bouées CARIOCA. De janvier à mars 2002, les bouées 28528 et 22831 ont des valeurs très proches. Ce n'est plus le cas entre avril et juillet 2002 car la bouée 28528 a dérivé plus au sud (SST plus froides : de 12.6 à 9.8°C). Entre janvier et avril 2003, les données de pCO₂ et de SST des bouées 03739 et 13060 sont plutôt éloignées en moyennes (respectivement 331 et 338 µatm pour pCO₂, 12.3 et 11.4 °C pour la SST). La valeur plus faible en pCO₂ de la bouée 03739 peut s'expliquer par le fait que la trajectoire de cette bouée est plus au nord que celle de la bouée 13060. Ainsi, elle était plus influencée par la biologie proche du front subtropical (sa position est de 47°S autour de 150°E) que la bouée 13060 : sa SSS est en moyenne égale à 34.67 contre 33.51 pour la 13060 (la limite entre la SAZ et la STZ est prise égale en salinité à 34.7). Il est à noter que les bouées 03739 et 13060 ont explorées un secteur plus à l'est que les bouées 2002.

Les résultats de la comparaison entre les données de pCO₂ mesurées par les bouées et les données climatologiques de [Takahashi *et al.*, 2002] et celles du cycle annuel de [Metzl *et al.*, 1999] sont montrés dans le Tableau 7. Les données de [Metzl *et al.*, 1999] sont toujours très inférieures à celle des bouées. L'écart entre ces valeurs est de 20 – 25 µatm. Cette différence peut venir du fait qu'une partie de ces mesures a été effectuée dans des zones où les fronts sont très resserrés et caractérisés par une forte activité biologique. Les données climatologiques de [Takahashi *et al.*, 2002] corrigées de l'augmentation annuelle du pCO_{2atm} sont assez proches des pCO₂ moyens des bouées CARIOCA bien que légèrement inférieures : leur différence est systématiquement comprise entre 3 et –10 µatm et sont relativement en bon accord avec les données mesurées par les bouées (tout du moins en moyenne).

Tableau 6 : moyennes de quelques paramètres mesurées par les bouées déployées en 2002 et 2003. L'écart type des mesures (std) est indiquée en gras entre parenthèse.

Bouée		pCO ₂ (en µatm)	SST (en °C)	SSS	pCO _{2atm} (en µatm)	Flux (en mmole m ⁻² jour ⁻¹)
22831		353 (8)	12.5 (0.9)	34.28 (0.17)	364 (4)	-3.17 (2.51)
28528	Janvier à mars 2002	350 (6)	12.6 (0.6)	Non mesurée	363 (3)	-3.22 (1.86)
	Avril à juillet 2002	346 (5)	9.8 (1.9)		359 (4)	-4.52 (2.62)
03739	Janvier	329 (12)	12.3 (1.1)	34.64 (0.77)	367 (4)	-5.04 (4.33)
13060	à avril 2003	335 (15)	11.4 (0.7)	34.51 (0.60)	367 (4)	-5.7 (5.06)

Remarque : les pCO_{2atm} et ainsi que les flux de la 22831 ont été calculées de la même manière que ceux de la bouée 28528.

Tableau 7 : comparaison entre les pCO₂ mesurées par les bouées avec les pCO₂ du cycle annuel de [Metzl et al., 1999] et les pCO₂ climatologiques de [Takahashi et al., 2002]. Std est aussi indiqué en gras entre parenthèse excepté pour les pCO₂ issus de [Metzl et al., 1999] (les valeurs indiquées sont déduites de la Figure 5a de cet article et correspondent au minimum et au maximum du pCO₂ observé dans les gammes de variation en SST de chaque bouée).

Bouée		Moyenne des pCO ₂ le long des trajectoires des bouées CARIOCA (en µatm)	pCO ₂ de [Metzl et al., 1999] pour les mêmes plages de SST (en µatm)	pCO ₂ de [Takahashi et al., 2002] corrigées de l'augmentation annuelle du pCO _{2atm} (en µatm)
22831		353 (8)	327-338	343 (6)
28528	Janvier à mars 2002	350 (6)	327-338	343 (6)
	Avril à juillet 2002	346 (5)	Pas de SST communs	351 (4)
03739	Janvier à avril	329 (12)	290-315	327 (4)
13060	2003	335 (15)	305-315	328 (5)

Cette étude a été présentée sous forme d'un poster au cours de la conférence finale JGOFS qui s'est déroulée du 5 au 8 mai 2003 à Washington, D.C (USA).

En conclusion, les bouées CARIOCA sont des instruments qui permettent l'observation de manière autonome des échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère sur de longues périodes (les bouées peuvent fonctionner pendant un an en théorie mais les bouées de 2002 et 2003 n'ont fonctionnées qu'entre 4 et 8 mois). Elles sont bien adaptées pour explorer les régions où

les conditions climatiques rendent difficiles les mesures effectuées par les bateaux. Ce qui est le cas pour l'océan sud.

4. Méthode d'extrapolation du pCO₂ déduit de mesures in situ et de mesures satellitaires dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande.

a) Description sommaire de la région d'étude.

Les conditions climatiques dans l'océan sud rendent difficiles les mesures de pCO₂ (les vents dans la région autour de 40°S et 50°S restent forts durant toute l'année). L'objectif de cette étude est d'interpréter la variabilité de pCO₂ mesuré au cours de campagnes en mer, puis de déduire la variabilité spatiale et temporelle de pCO₂ dans la région d'étude sous forme de cartes extrapolées de pCO₂ et, enfin, d'estimer les flux de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère dans cette région. J'ai finalement restreint ma zone d'étude à la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (125°E – 155°E ; 45°S – 60°S) (22% des régions comprises entre 45°S et 60°S) où je disposais de "nombreuses" campagnes de mesures in situ et où les fronts ne sont pas trop resserrés. J'y ai élaboré des méthodes permettant une extrapolation spatiale et temporelle des mesures in situ de pCO₂ en me servant des mesures satellitaires de la couleur de l'océan et de la SST.

Le trajet des différentes campagnes de mesures utilisées dans cette étude est indiqué sur la Figure 22. La position des fronts climatologiques de [Belkin and Gordon, 1996] (front subtropical ou STF à l'ouest de la Nouvelle-Zélande et la branche nord et sud du front subtropical ou NSTF et SSTF respectivement à l'est de la Nouvelle-Zélande et front polaire ou PF) et de [Orsi et al., 1995] (front subantarctique ou SAF) est aussi superposée à la carte de la région étudiée.

Ce sont les positions de fronts les plus couramment utilisées dans la région d'étude. Ils sont influencés par la topographie dynamique de la zone. Par exemple, le front polaire et le front subantarctique sont déviés vers le sud un peu à l'ouest de la Nouvelle-Zélande à cause du plateau continental néo-zélandais. Il ne faut pas oublier que la position des fronts indiquée sur la carte ci dessus n'est qu'une position moyenne donc leur position réelle peut être différente.

Une description physique complète de la partie de la zone d'étude comprise entre 120°E et 180°E est faite dans [Trull et al., 2001] et de la zone autour de la Nouvelle-Zélande dans [Murphy et al., 2001] et [Boyd et al., 2004]. Il est à noter que [Trull et al., 2001] distinguent deux branches pour le front polaire : la branche nord et la branche sud, respectivement, vers 53-54°S et vers 59°S au sud de la Tasmanie. Ceci est dû au fait qu'ils utilisent la définition prise par [Rintoul and Bullister, 1999] et [Rintoul and Sokolov, 2001] pour leurs fronts.

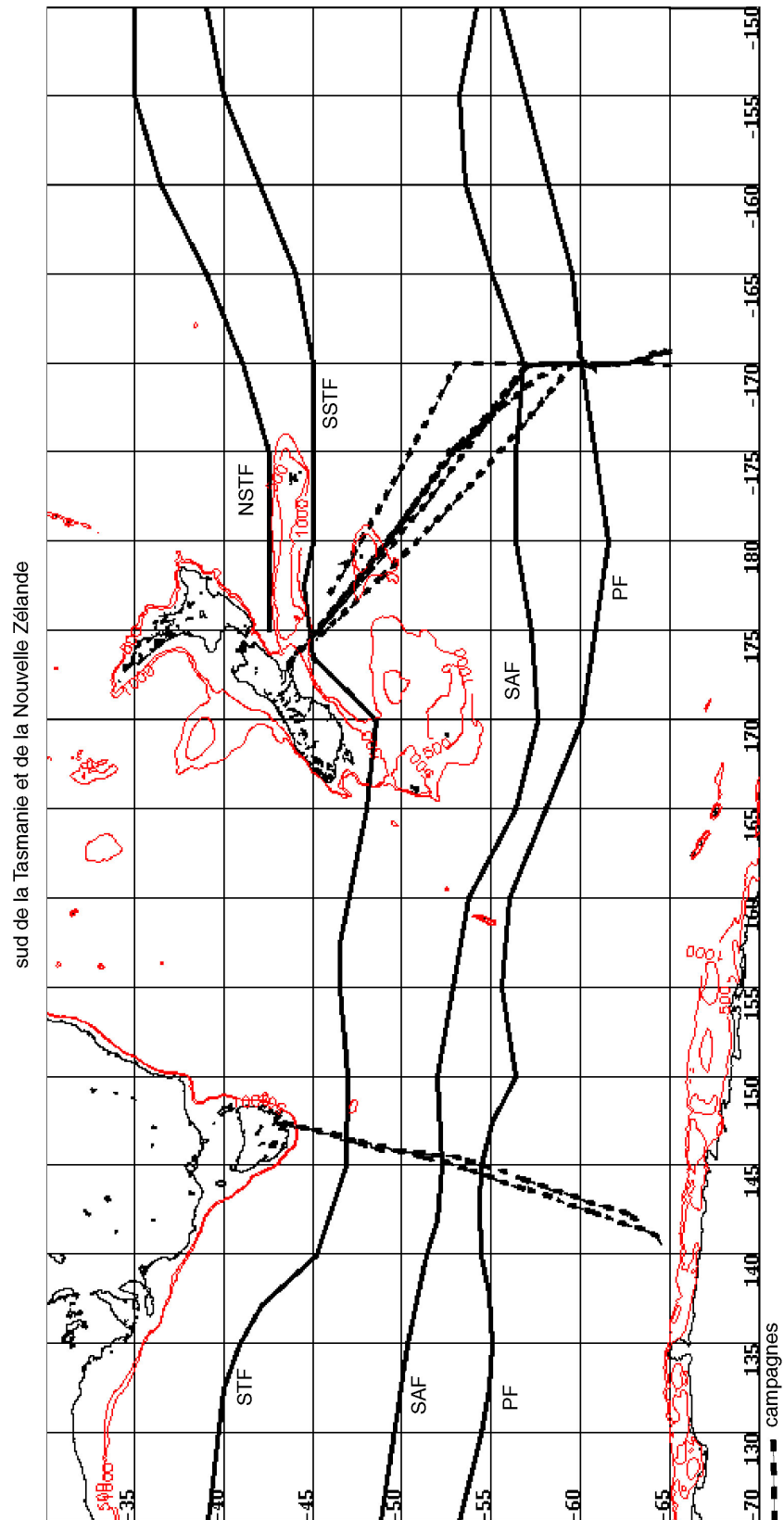


Figure 22 : trajet des campagnes dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. Les fronts climatologiques de [Belkin and Gordon, 1996] incluant le front subtropical (STF) ainsi que sa branche nord (NSTF) et sud (SSTF) à l'ouest de la Nouvelle-Zélande. Le front polaire (PF) et le front subantarctique (SAF) climatologique de [Orsi et al., 1995] sont aussi indiqués sur cette figure. Enfin, les isolignes des profondeurs 500 et 1000 m sont indiquées en rouge.

b) Description des données utilisées.

(1) Données de pCO_2 in situ.

Seules les campagnes de mesures effectuées après septembre 1997 sont utilisées dans le développement de cette méthode car la chlorophylle SeaWiFS est disponible uniquement à partir de cette date.

Le trajet de ces transects nord-sud est représenté sur la Figure 22. Les transects à l'ouest correspondent aux campagnes Astrolabe et celles à l'est, aux campagnes AESOPS. Avant de détailler les observations de ces campagnes, je vais décrire les traitements effectués pour déduire pCO_2 des mesures de fraction molaire.

(a) Passage de la fraction molaire de CO_2 à pCO_2 .

Les mesures traditionnelles de pCO_2 océanique utilisent un analyseur infrarouge détectant la concentration du CO_2 dans une parcelle d'air sec en équilibre avec l'eau de mer, xCO_2 . Pour déduire pCO_2 de xCO_2 , il est nécessaire de tenir compte de la pression à l'intérieur de l'équilibrateur et de la tension de vapeur saturante, la pression partielle de CO_2 recherchée étant celle de l'air saturé en vapeur d'eau. Ainsi, pCO_2 à l'intérieur de l'équilibrateur (pCO_{2eq}) est déduit de xCO_2 en utilisant la formule suivante:

Équation 18 : pression partielle de CO_2 à l'intérieur de l'équilibrateur (pCO_{2eq}).

$$pCO_{2eq} = xCO_2 \times (P_{eq} - p_{H_2O}). \quad [18]$$

avec P_{eq} : la pression totale à l'intérieur de l'équilibrateur pour laquelle le gaz et l'eau de mer sont à l'équilibre (en atm).

p_{H_2O} : la pression partielle de vapeur saturante (en atm).

xCO_2 : la concentration de CO_2 dans l'air sec. Elle est en partie par million (ppm).

pCO_{2eq} : la pression partielle de CO_2 dans l'équilibrateur. Elle est en microatm (μatm).

Il est à noter que dans le cas des campagnes AESOPS, p_{H_2O} est déduit de la température mesurée à l'intérieur de l'équilibrateur (T_{eq}) et de la formule de [Weiss and Price, 1980]. Ensuite, la pression partielle de CO_2 à la surface de l'océan (à la température de la surface de l'océan ou SST) est déduite de pCO_{2eq} (qui dépend de T_{eq}) en corrigeant de l'effet thermodynamique ($4,23 \% \text{ } ^\circ C^{-1}$, voir [Takahashi et al., 1993]). L'Équation 12 est ainsi utilisée avec SST_2 égale à SST et SST_1 à T_{eq} d'où :

$$pCO_2(SST) = pCO_{2eq}(T_{eq}) \times \exp(0.0423 \times [SST - T_{eq}]).$$

Le calcul de la pression partielle de CO_2 à partir des mesures de fraction molaire de CO_2 réalisées sur l'Astrolabe n'ayant pas été effectuée en tenant compte des variations de pression par manque de mesure de pression sur le bateau, j'ai été amené à faire une correction sur les mesures fournies par B. Dellile. Je détaille ci-après ma démarche.

(b) Correction appliquée aux données de pCO₂ mesurées sur l'Astrolabe.

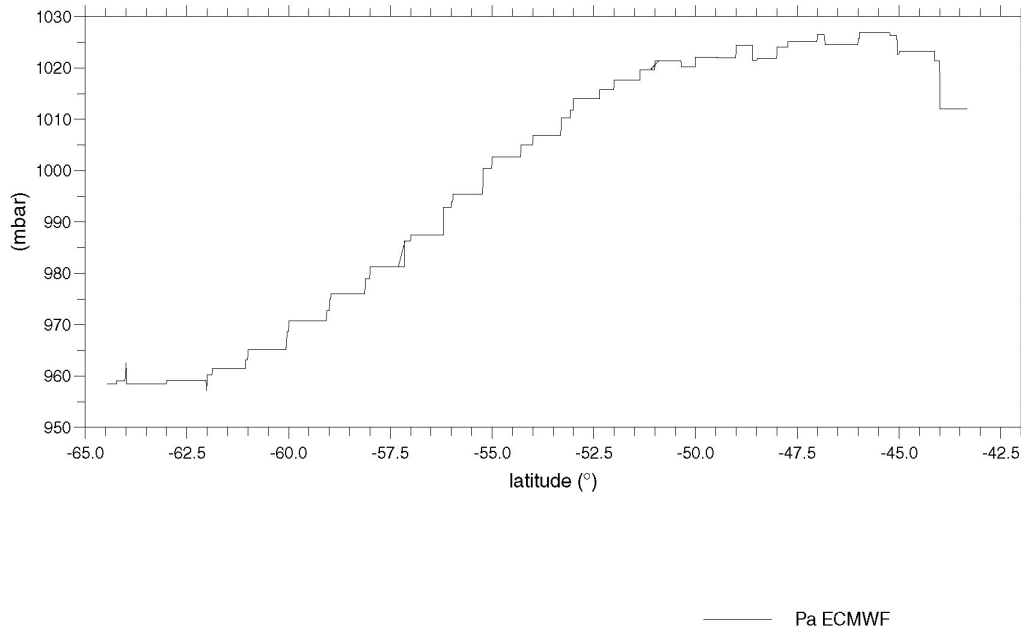
(i) Colocalisation des données de pCO₂ avec les données de Pa ECMWF.

Dans le traitement original des mesures Astrolabe, lors du passage de la fraction molaire de CO₂ (xCO₂) à la pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan (pCO₂), Peq dans l'équilibrateur a été pris comme égale à une constante (1 atm ou 1013 mbar) pour les deux transects. Peq est proche de la pression atmosphérique (Patm) (B. Dellile, pers. Comm.) et dans cette région, Pa peut descendre bien au dessous de 1013 mbar. Ainsi, dans un premier temps, j'ai étudié la pression atmosphérique le long des campagnes Astrolabe. La pression atmosphérique n'était pas disponible pour ces deux transects, j'ai utilisé des données hautes résolutions de Pa ECMWF sur la même période que les transects Astrolabe.

J'ai utilisé les données de pression atmosphérique au niveau de la mer issues du modèle météorologique de ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) appelées par la suite données de Pa ECMWF haute résolution (résolution temporelle de 6 heures, résolution spatiale de 0.5° X 0.5° en latitude et en longitude) que j'ai dégradé à 1° X 1° de résolution pour des commodités informatiques.

J'ai colocalisé les données de pCO₂ des campagnes Astrolabe avec les données de Pa ECMWF à 6 heures de résolution et à 1° X 1° de résolution en latitude et en longitude. Les variations des données colocalisées de Pa ECMWF sont montrées, respectivement, sur le tracé en haut de la Figure 23 pour le transect d'octobre (dta 99) et sur celui en bas de cette figure pour le transect de décembre (rta 99). Pa ECMWF colocalisée varie entre 960 mbar et 1025 mbar pour dta 99 et entre 985 mbar et 1025 mbar pour rta 99. Sur le tracé en bas, entre 58°S et 58.5°S, la pression atmosphérique passe de 1010 à 990 mbar. En fait, le bateau a effectué une station sans réaliser de mesure entre le 22 décembre à 5h30mn (143.6°E ; 58.5°S) et le 23 décembre à 6h10mn (143.6°E ; 58.4°S). Ceci et les conditions météorologiques très changeantes dans la région d'étude sont les raisons de ce brusque saut de la pression atmosphérique sur le tracé. D'autre part, dans les hautes latitudes, Pa ECMWF est toujours inférieure à 1013 mbar (au sud de 53°S pour dta 99 et au sud de 54.5°S pour rta 99). Il est à noter que, pour rta 99, Pa ECMWF devient très différent de 1013 mbar au sud de 58.5°S. En conséquence, le fait d'utiliser une pression égale à 1013 mbar pour Peq dans l'Équation 18 entraîne des erreurs sur les valeurs de pCO₂. Ces erreurs peuvent atteindre jusqu'à 5 % sur la valeur de pCO₂ pour le transect d'octobre et jusqu'à 3 % sur la valeur de pCO₂ pour le transect de décembre. Ainsi, il est nécessaire de corriger pCO₂ en utilisant la vraie valeur de Peq (ou celle de Pa car elles sont supposées égales).

a) dta 99 - 22/10/1999 au 28/10/1999
Pa ECMWF collocalisees



b) rta 99 - 21/12/1999 au 26/12/1999
Pa ECMWF collocalisees

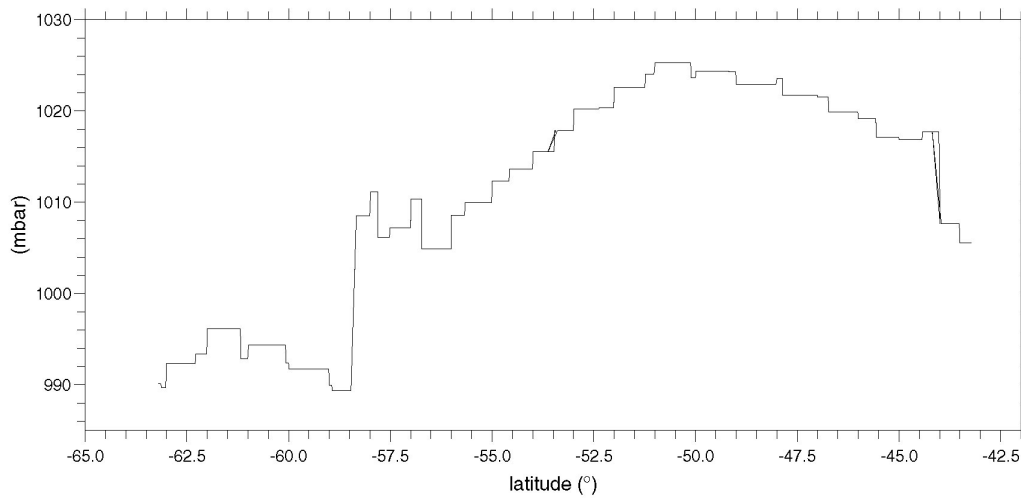


Figure 23 : Pa ECMWF colocalisées vs latitude pour dta 99 (en haut) et rta 99 (en bas).

(ii) Correction des données de pCO₂.

Les données de pCO₂ originales, pCO_{2_ org}, ont été corrigées en utilisant la valeur de Pa ECMWF colocalisée avec les données de chaque transect (dta 99 et rta 99) selon la formule suivante :

$$pCO_2 = pCO_{2_org} \times \frac{(Pa - pH_2O)}{(1 - pH_2O)}$$

où pH₂O est déduit de la SST et de la formule de [Weiss and Price, 1980].

Les tracés, en fonction de la latitude, de pCO₂ et pCO₂ corrigées en utilisant les données de Pa ECMWF colocalisées sont représentés, respectivement, sur le tracé en haut de la Figure 24 pour dta 99 et sur le tracé en bas de cette figure pour rta 99. Les pCO₂ corrigées sont plutôt proche des pCO_{2_ org} au nord du transect. La différence entre pCO_{2_ org} et pCO₂ corrigée est inférieure ou égale à 5 µatm, Pa ECMWF est proche de 1013 mbar dans ces régions. Par contre, dans les hautes latitudes, cette différence peut atteindre jusqu'à 20 µatm pour les données du transect dta 99 au sud de 53°S et jusqu'à 10 µatm pour les données du transect rta 99 au sud de 54.5°S.

En conclusion, il devient nécessaire d'utiliser la vraie valeur de Peq pour calculer pCO₂ quand cette valeur commence à être très différente de 1013 mbar. Ceci est surtout vrai dans les régions où les conditions météorologiques sont difficiles (l'Océan Sud en fait partie). Dans ces zones, la pression peut beaucoup varier sur de court laps de temps.

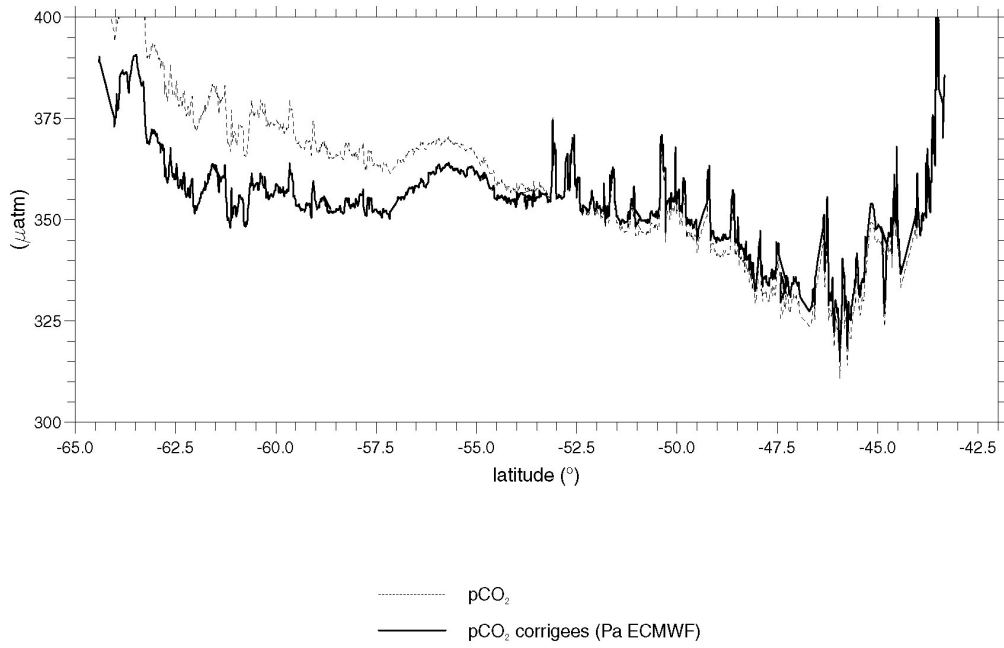
Je vais maintenant analyser la variabilité des mesures de pCO₂ sur chacune des campagnes AESOPS et Astrolabe en regard de celle de la SST, de la SSS mesurées sur le bateau et de la chlorophylle SEAWIFS colocalisée le long du trajet des transects. Afin de les placer dans leur contexte hydrologique, j'ai représenté la totalité des transects nord-sud ; toutefois, je limiterai par la suite ma zone d'étude entre 45°S et 60°S, restreignant ainsi mon étude à la zone subantarctique et à une partie de la zone polaire ; la zone au sud de 60°S a été éliminée en raison de la proximité de la glace qui peut induire une large variabilité en pCO₂ dont l'étude dépasse l'objectif de cette thèse.

(c) Données AESOPS.

(i) Introduction.

Plusieurs campagnes de mesures (P.I : T. TAKAHASHI) ont été effectuées de novembre 1994 à avril 1998 dans le cadre du programme AESOPS (Antartic Environment and Southern Ocean Process Study). Il a fait l'objet de trois séries spéciales du journal Deep Sea Research ([*DeepSeaResearch*, 2000; *DeepSeaResearch*, 2001; *DeepSeaResearch*, 2003]). Ce programme fait partie du programme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study). Ces données sont disponibles sur le site <http://www1.who.edu/southern.html>. Je n'ai utilisé que les quatre campagnes de mesures qui ont été effectuées après septembre 1997. Elles se sont déroulées au printemps, en été et en automne à l'Est de la Nouvelle-Zélande (voir Tableau 1 du manuscrit [Rangama et al., 2004] en annexe pour une description plus détaillée de ces campagnes). Les données disponibles sont pCO₂, la SST, la SSS et Patm.

a) dta 99
(22/10/1999 au 28/10/1999)



b) rta 99
(21/12/1999 au 26/12/1999)

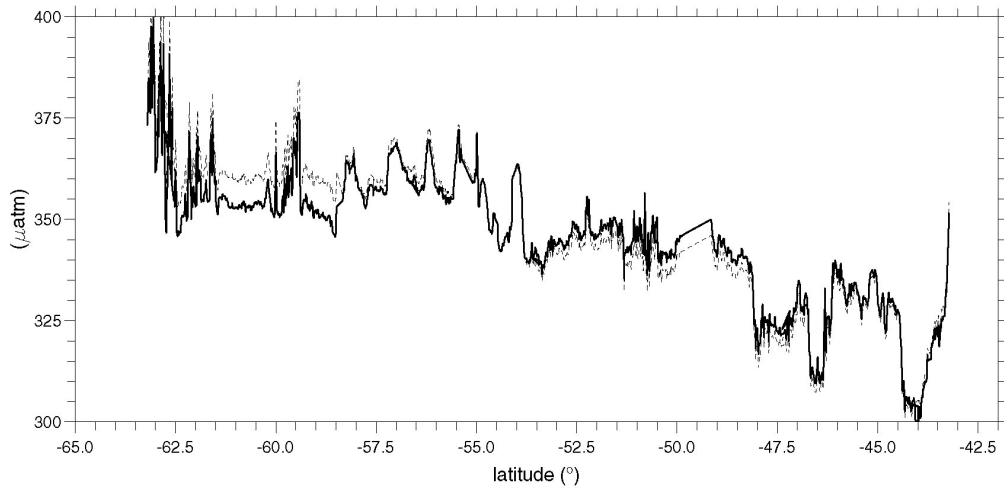


Figure 24 : pCO₂ et pCO₂ corrigees (Pa ECMWF) vs latitude pour dta 99 (en haut) et pour rta 99 (en bas).

(ii) Description des différentes campagnes.

Les tracés de SST (en haut), de SSS (en bas) et de pCO₂ en fonction de la latitude sont représentés, respectivement, sur la Figure 25 pour la campagne NBP 97 8 et le premier transect de RR KIWI 8, sur la Figure 26 pour le deuxième transect de RR KIWI 8 et le premier de RR KIWI 9 et sur la Figure 27 pour le dernier transect de RR KIWI 9 et la campagne NBP 98 2. La position des fronts hydrologiques de [Orsi et al., 1995] (front subantarctique, SAF) et de [Belkin and Gordon, 1996] (front polaire, PF et le front subtropical, STF ou sa branche sud, SSTF) est indiquée, respectivement, par SA Fo, PFo et STFo (ou SSTFb) sur les figures.

A partir de ces tracés, j'ai aussi cherché à localiser la position de ces fronts (et plus particulièrement, celle du SAF) lorsque cela était possible, bien qu'ils soient plutôt caractérisés à partir de propriétés de la couche de subsurface de l'océan. Les définitions existantes pour les différents fronts sont inventoriées dans [Belkin and Gordon, 1996]. Le Tableau 8 indique la position trouvée pour le front subantarctique campagne par campagne.

De plus, bien que les données AESOPS aient déjà été décrites précédemment dans la littérature, une description sommaire des données de surface est insérée ici campagne par campagne en m'intéressant particulièrement aux corrélations qui peuvent exister entre pCO₂ et la température et entre pCO₂ et la SSS.

Tableau 8 : position déterminée pour le SAF à partir des mesures de surface et celle du front climatologique subantarctique de [Orsi et al., 1995] pour les campagnes AESOPS.

	NBP 97 8	RR KIWI 8		RR KIWI 9		NBP 98 2
		Aller	Retour	Aller	Retour	
SAF de [Orsi et al., 1995]	56°S	56°S	56°S	56°S	56°S	56°S
SAF d'après SSS et SST observés	54°S	55.6°S	55.5°S	55.5°S	55.5°S	53.5°S

(a) Campagne NBP 97 8.

Elle a débuté le 06/11/1997 et s'est terminée le 11/11/1997.

pCO₂ a tendance à décroître du sud (65°S) au nord (46°S) et est comprise entre 400 et 325 µatm. Toutefois, au nord de 60°S, pCO₂ est toujours inférieur à 370 µatm, avec une amplitude de variation de 45 µatm. La température croît allant de -1.8°C (au sud de 61°S) à 10°C près de la Nouvelle-Zélande : au nord de 60°S, elle reste supérieure à 2°C. Plusieurs paliers où la température est constante sont observés. Les principaux sont situés au sud de 61°S et entre 54°S et 57.5°S. Au sud de 61°S, la température est proche du point de fusion de l'eau de mer (-1.8°C dans les conditions normales de température et de pression) indiquant certainement la proximité de glace. Cela pourrait expliquer (en grande partie) l'énorme variation de pCO₂ (de 400 µatm à 340 µatm) dans cette zone à laquelle nous ne nous intéresserons pas. D'autre part, le front en SST entre 61°S et 60°S est associé à un front en pCO₂. Donc, je peux émettre l'hypothèse que le front polaire est situé à cette latitude. Enfin, contrairement au premier palier, le deuxième est une zone homogène en température (4.5°C) et en pCO₂ (proche de 360 µatm). La salinité de surface tend à augmenter du sud au nord. D'autre part, deux grandes zones relativement homogènes, séparées par un front en salinité autour de 54°S, peuvent être observées au nord de 60°S. Dans la première, SSS est proche de 33.95 tandis que dans l'autre, elle se situe autour de 34.35. Le front en salinité est associé à un front en température à la même latitude. De plus, pCO₂ commence à décroître vers 54°S alors qu'il était relativement constant entre 57.5°S et 54°S. Je situe, ainsi, le front subantarctique à 54°S pour cette campagne.

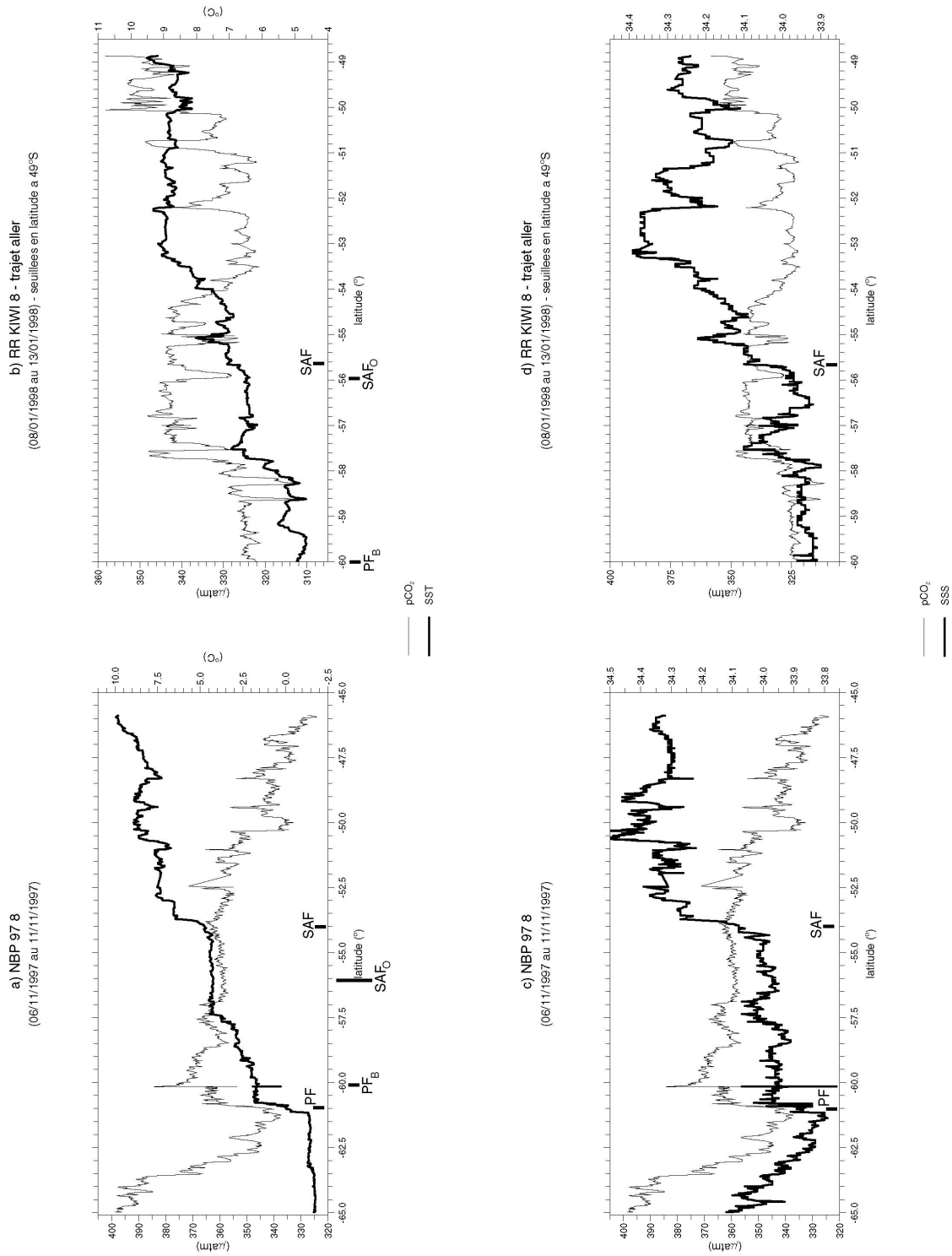


Figure 25 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO_2 en fonction de la latitude pour la campagne NBP 97 8 et le premier transect de RR KIWI 8. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.

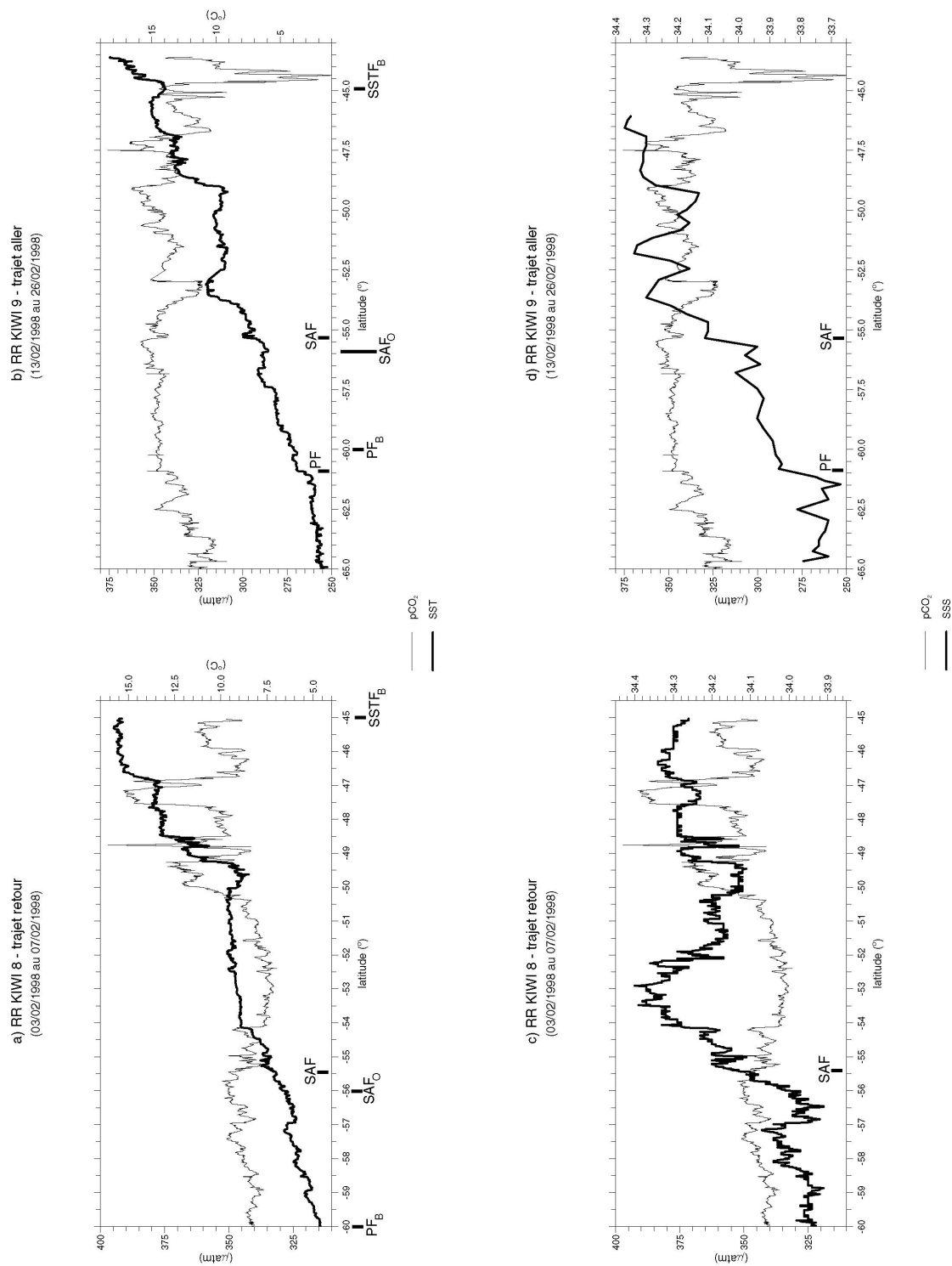


Figure 26 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO_2 en fonction de la latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 8 et le premier transect de RR KIWI 9. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.

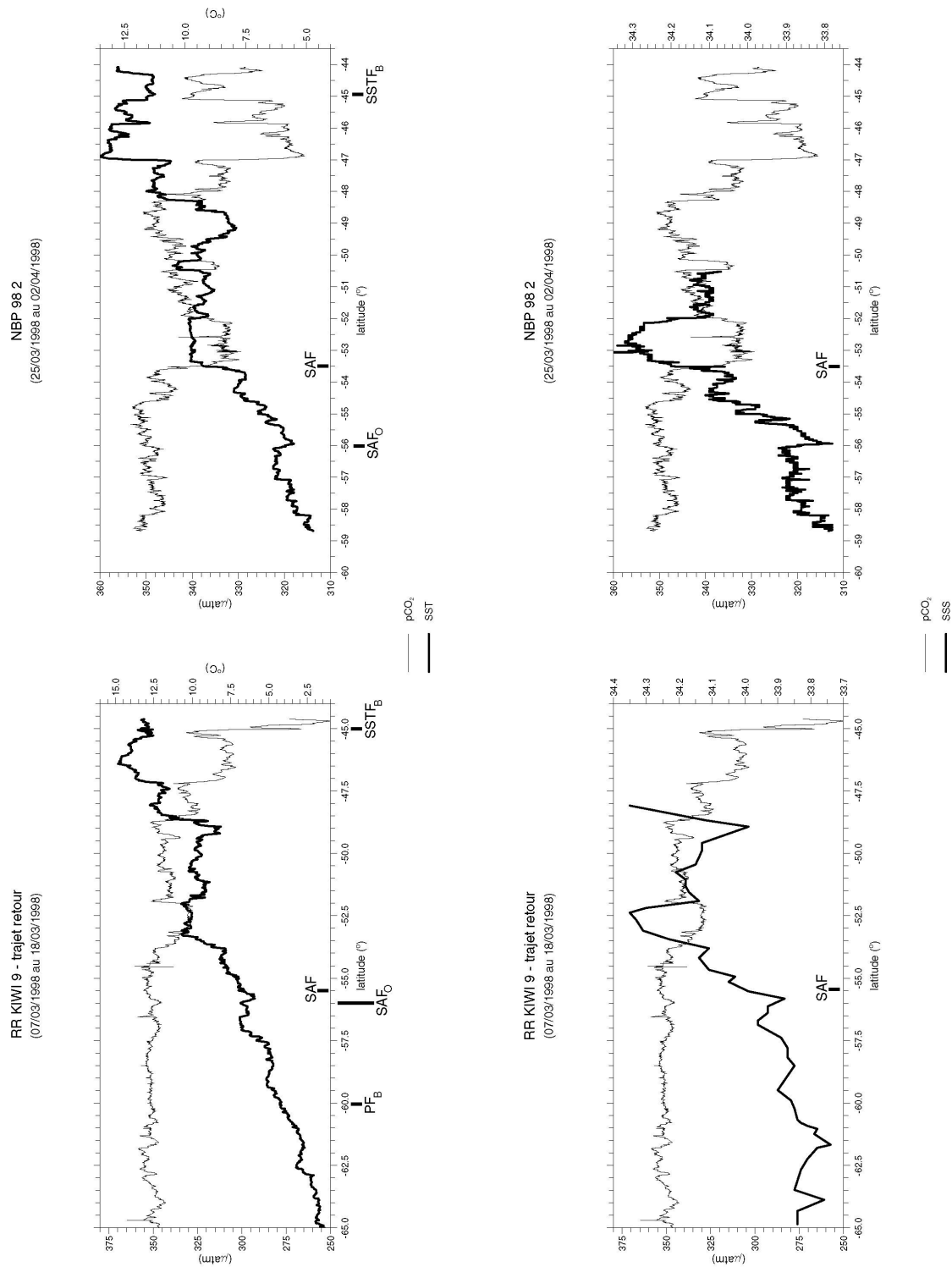


Figure 27 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO₂ en fonction de la latitude pour le dernier transect de RR KIWI 9 et la campagne NBP 98 2. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.

(b) Campagne RR KIWI 8.

Cette campagne a débuté le 08/01/1998 et s'est terminée le 07/02/1998. Elle est constituée de 2 transects.

(i) Trajet aller (du 08/01/1998 au 13/01/1998).

Les données au nord à 49°S ont été éliminées à cause de la présence de grands trous de données au nord de cette latitude.

La température croît allant de 5°C à 9.5°C du sud (60°S) au nord (49°S). Pour ce transect, l'amplitude de variation de pCO₂ comparable (de l'ordre de 30 µatm) à la campagne précédente au nord de 60°S. En revanche, pCO₂ ne décroît pas du sud au nord mais varie plus ou moins par palier. Ainsi, pCO₂ passe successivement d'un palier à 325 µatm (valeur moyenne au sud de 58°S par exemple) à un palier à 344 µatm (valeur moyenne entre 57.5°S et 54°S par exemple). Pour la température, trois principaux paliers avec des SST à peu près constantes sont trouvés : au sud de 57.5°S, entre 57.5°S et 54°S et au nord de 53°S. La température est égale à environ 5.5°C pour le premier palier, 7°C pour le second et 9°C pour le dernier. Ces paliers correspondent à peu près aux paliers de pCO₂ (excepté pour le dernier palier en température) donc ces régions sont des zones plus ou moins homogènes en température et en pCO₂, aux variations à petites échelles près.

La salinité de surface augmente avec la latitude allant de 33.9 vers 60°S à 34.4 vers 53°S. De plus, autour de 55°S et au nord de 51°S, pCO₂ et SSS varient en oppositions de phase. Parallèlement, une variation en opposition de phase entre pCO₂ et la SST peut être observée autour de 55°S. Selon l'effet thermodynamique, une augmentation en SST entraîne une augmentation en pCO₂. Or, ici, la SST et pCO₂ varient en sens inverse suggérant que l'effet thermodynamique n'est pas l'effet dominant dans ces zones et l'augmentation de pCO₂ induit par l'augmentation de la température doit être compensé par l'effet d'autres mécanismes (l'effet de mélange et/ou l'effet de la biologie).

J'estime la position du SAF à 55.6°S pour cette campagne (front en SSS associé à un front en SST qui se trouvent, tous les deux, près d'un minimum de 15 µatm en pCO₂).

(ii) Trajet retour (du 03/02/1998 au 07/02/1998).

La SST croît allant de 4.5°C (60°S) aux hautes latitudes à 15.5°C au nord (45°S). Il existe des paliers où la température reste à peu près la même (entre 54°S et 50°S, la température est de 9°C environ, entre 48.5°S et 47°S, elle est de 13.5°C et au nord de 46.5°S, elle est d'environ 15.5°C). Toutefois, pCO₂ est à peu près constant (entre 335 et 345 µatm) uniquement sur le palier entre 54°S et 50°S. Dans les autres paliers en température, ce n'est pas le cas. En fait, l'amplitude de variation de pCO₂ est faible au sud de 50°S (15 µatm) mais au nord de cette latitude pCO₂ varie beaucoup plus (55 µatm d'amplitude de variation) et admet un maximum à 400 µatm près de 49°S). Contrairement à la première campagne, pCO₂ n'admet pas un minimum près de la Nouvelle-Zélande mais plutôt au milieu du transect (pCO₂ est égale à 335 µatm autour de 53°S).

La SSS admet la même caractéristique que le transect précédent : une augmentation de sa valeur avec la latitude. De plus, la région peut être découpée en deux zones relativement homogènes en salinité : au sud de 55-56°S, la salinité de surface est proche de 33.96, tandis qu'elle est comprise entre 34.1 et 34.4 plus au nord. D'autre part, la SSS et pCO₂ varient en opposition de phase entre 51°S et 47°S. Il est à noter que cette variation en opposition de phase entre pCO₂ et la SSS est meilleure que celle entre pCO₂ et la SST sur cette zone.

La position du front subantarctique est assez difficile à déterminer pour ce transect. J'utilise principalement la salinité de surface afin de la localiser. Je considère que le SAF est situé à

55.5°S près d'un front important en salinité (SSS passe de 33.96 à 34.20 sur un degré en latitude). Il est à noter que ce front n'est pas vraiment associé à un front en température car la variation de cette dernière est lente entre 55-56°S (hausse d'environ 1°C). De plus, l'amplitude de variation de pCO₂ est faible au sud de 55°S (au maximum de 10 µatm).

(c) *Campagne RR KIWI 9.*

Elle a débuté le 13/02/1998 et s'est terminée le 18/03/1998. Comme la campagne précédente, elle comprend deux transects.

Il est à noter que les données de salinité de surface ne sont pas disponibles au nord de 46°S pour le premier transect et au nord de 48°S pour le second.

(i) Trajet aller (du 13/02/1998 au 26/02/1998).

La température augmente allant de 2°C jusqu'à 18.5°C du sud (65°S) au nord (43.5°S). Elle admet des régions où elle reste à peu près constante : au sud 61°S (SST de l'ordre de 2°C), entre 52.5°S et 49°S (SST de l'ordre de 9.5°C), entre 48.5°C et 47°C (SST de l'ordre de 13.5°C) et entre 46.5°C et 45.5°C (SST de l'ordre de 15°C). Ces paliers en température ne sont pas systématiquement associés à des régions où pCO₂ est plus ou moins constant. Par exemple, au sud de 61°S, pCO₂ croît allant de 325 à 350 µatm tandis que pCO₂ peut être considéré comme constant à 345 µatm entre 61°S et 57.5°S alors que la SST croît. D'autre part, pCO₂ a une amplitude de variation assez faible (45 µatm) au sud de 45°S. pCO₂ varie entre 315 et 360 µatm. Cependant, au nord de 45°S, pCO₂ chute jusqu'à 250 µatm, soit une variation de près de 100 µatm.

La salinité de surface est comprise entre 33.65 et 34.35. Comme la température, elle a tendance à augmenter du sud au nord. Autour de 53.5°S, pCO₂ et la SSS varient en opposition de phase (minimum de pCO₂ de 25 µatm associé à un maximum en salinité de 0.15 environ). Lors de la campagne NBP 97 8, un gradient latitudinal en température de près de 3.5°C deg⁻¹ est observé à 61°S. Ce gradient est encore présent sur ce transect bien qu'il soit plus faible (1°C deg⁻¹). Il est aussi associé à une brusque variation de la SSS de 0.2 unité de salinité sur 0.5° en latitude et à une hausse de pCO₂ de 10 µatm environ. Je considère, alors, que la position du front polaire est située à 61°S. Le front subantarctique est lui plutôt situé à 55.5°S caractérisé par un front en salinité de 0.15 unité de salinité par degré, une hausse de la température de 1°C.

(ii) Trajet retour (du 07/03/1998 au 18/03/1998).

La température croît allant de 1°C à 15°C du sud (65°S) au nord (44.5°S) du transect. Comme pour le trajet aller, il existe des paliers en température. La température est égale à 2°C au sud de 62°S, à 10°C entre 53.5°S et 52°S pour les deux principaux. Ces deux régions sont associées à des régions où pCO₂ est à peu près constant (respectivement 350 et 330 µatm). pCO₂ varie très peu jusqu'à 54°S (entre 345 et 355 µatm) puis son amplitude de variation atteint 40 µatm entre 54°S et 45°S. Le maximum de variation est atteint au nord de 45°S (80 µatm) comme pour le transect précédent. Toutefois, ce maximum est légèrement plus faible (il était de 100 µatm pour le précédent transect). D'autre part, à partir de 47°S, un minimum de 25 µatm est observé. Ce minimum de pCO₂ est associé avec un maximum en température.

La SSS admet une variation similaire au précédent transect (augmentation de la SSS avec la latitude). Son amplitude de variation est de 0.6 unité de salinité. Enfin, entre 54°S et 52.5°S, il existe une variation en opposition de phase entre pCO₂ et la SSS (minimum de 20 µatm en pCO₂ associé à un maximum de 0.2 en salinité). Une variation en opposition de phase entre pCO₂ et la SST est aussi constatée.

J'estime, ici, la position du front subtropical à 55.5°S (hausse de la salinité et de la température, respectivement, de 0.15 unité de salinité et de 1°C).

(d) *Campagne NBP 98 2.*

Elle a débuté le 25/03/1998 et s'est terminée le 02/04/1998. La salinité n'est disponible qu'au sud de 50.5°S.

pCO₂ a tendance à décroître du sud au nord : pCO₂ varie de 352 µatm aux hautes latitudes (58.5°S) à 310 µatm près de la Nouvelle-Zélande. Au sud de 54°S environ, pCO₂ varie peu (entre 344 et 352 µatm). Entre 54°S et 47°S, pCO₂ varie entre 330 et 345 µatm puis chute jusqu'à 315 µatm au nord de 47°S. La SST croît allant de 5°C aux hautes latitudes (58.5°S) à 13.5°C près de la Nouvelle-Zélande. Il existe quelques régions où la température peut être considérée comme constante. Ces paliers de températures se situent entre 53.5°S et 52°S avec SST égale à 10°C environ et entre 48°S et 47°S avec SST égale à environ 11°C pour les principaux. Ces régions correspondent à des zones où pCO₂ est constant (respectivement à 335 µatm pour le premier palier en température et 340 µatm pour le deuxième. D'autre part, sur certaines parties de ce transect, des décroissances rapides de pCO₂ sont associés à des maximums de températures (en particulier au nord de 48.5°S). De plus, il se passe le phénomène inverse entre 49.5°S et 48.5°S : un maximum en pCO₂ est associé à un minimum en température.

Les données de salinité peuvent être séparées en deux groupes selon la latitude : au sud de 56°S, la SSS reste comprise entre 33.8 et 33.9 (région où pCO₂ reste constant autour de 350 µatm) et plus au nord, la SSS croît de 33.78 à 34.34 (zone où pCO₂ diminue de 350 à 332 µatm). Autour de 53°S, un maximum de 0.3 en salinité est associé à un minimum de 15 µatm en pCO₂ (variation en opposition de phase entre SSS-pCO₂). Ceci est associé à un gradient latitudinal en SST de 2.5°C deg⁻¹.

La position du front subantarctique peut être localisée à 53.5°S, au début du maximum de salinité ci-dessus.

En résumé, les données AESOPS possèdent les caractéristiques suivantes dans la région comprise entre 45°S et 60°S : d'une part, l'amplitude de variation des données de pCO₂, de la SST et de la salinité de surface sont, respectivement, au maximum de 50 µatm exceptée pour le deuxième transect de la campagne RR KIWI 9 (80 µatm), de 11°C et d'environ 0.5 unité de salinité. En outre, la variation saisonnière de pCO₂ n'est pas très élevée. Les pCO₂ sont presque toujours sousaturés par rapport à l'atmosphère (pCO_{2atm} est de l'ordre de 355 µatm dans ces régions, voir chapitre III.B.4.b)(3)(b)) excepté sur le trajet RR KIWI 8 retour au nord de 51°S où des valeurs de pCO₂ pouvant atteindre 390 µatm, associées à des décroissances de la SSS ont été observées. Je n'ai pratiquement jamais observé de variation en phase de la SST et de pCO₂ mais souvent des variations en opposition de phase associées à des variations opposées en pCO₂ et SSS : cela semble indiquer une prépondérance de l'effet de mélange et/ou l'effet de biologie sur l'effet thermodynamique.

Sur ces transects, les gradients latitudinaux des différents paramètres mesurés indiquent un front polaire toujours au sud de 60°S et un front subantarctique proche de 55°S.

(d) Données Astrolabe.

(i) Introduction.

Deux campagnes de mesures effectuées par l'université de Liège (Belgique) se sont déroulées au printemps et en été au sud de la Tasmanie (voir Tableau 1 de l'article soumis pour une description plus détaillée de ces campagnes).

Les données disponibles sont pCO₂, la SST et la SSS. Il est à noter que j'ai corrigé les données de pCO₂ de la pression atmosphérique (voir paragraphe III.B.4.b)(1)(b)(ii)).

Les variations de SST (en haut), de SSS (en bas) et de pCO₂ en fonction de la latitude sont montrées, sur la Figure 28 pour les campagnes dta 99 et rta 99.

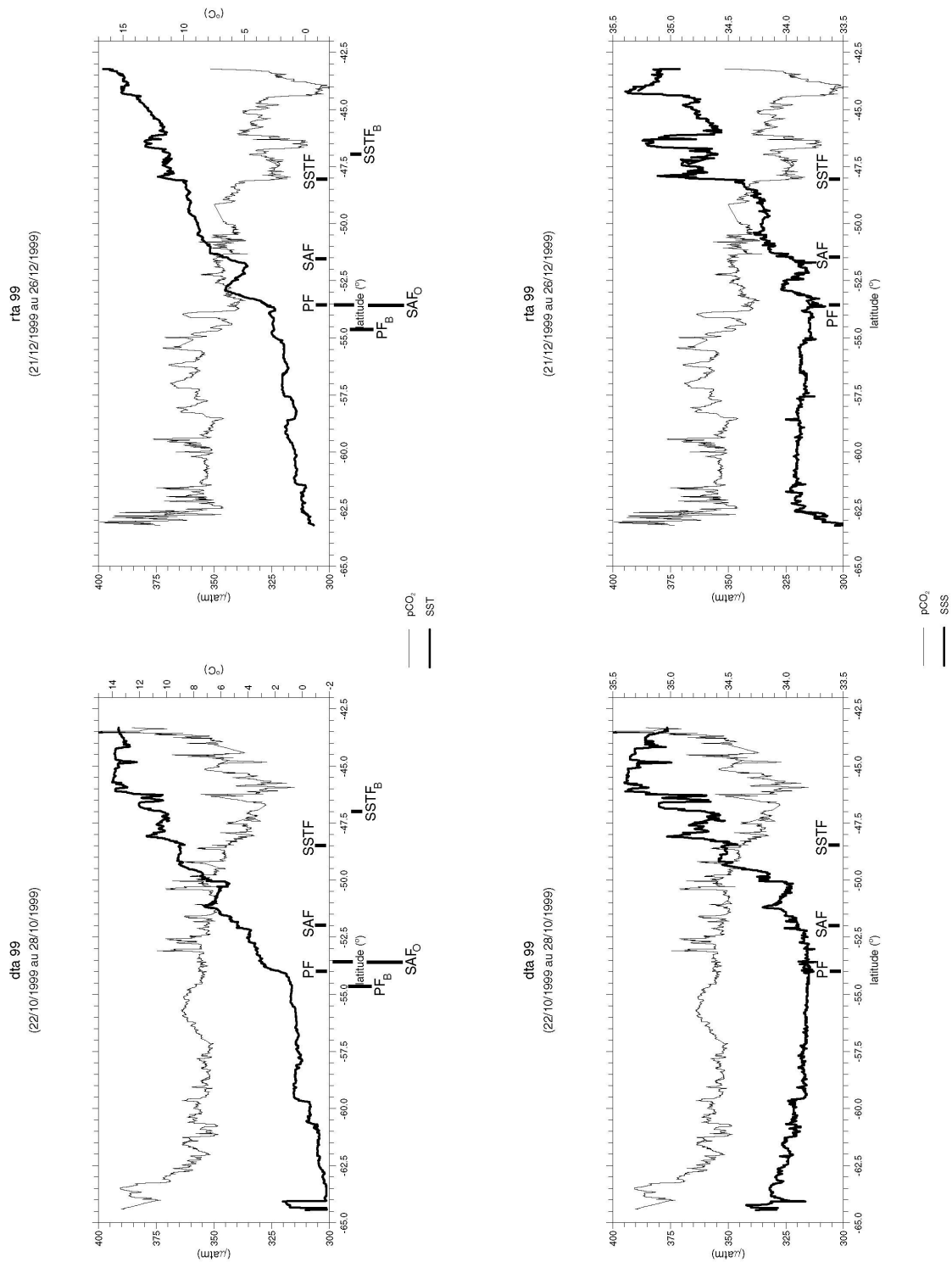


Figure 28 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO₂ en fonction de la latitude pour la campagne dta 99 et rta 99. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.

La position des fronts climatologiques est, aussi, indiquée sur chaque tracé. Le Tableau 9 indique la position trouvée pour le front subantarctique campagne par campagne.

Tableau 9 : position déterminée pour le SAF à partir des mesures de surface et celle du front climatologique subantarctique de [Orsi et al., 1995] pour les campagnes Astrolabe.

	dta 99	rta 99
SAF de [Orsi et al., 1995]	53.5°S	53.5°S
SAF d'après SSS et SST observés	52°S	51.5°S

(ii) Campagne dta 99.

Elle a débuté le 22/10/1999 et s'est terminée le 28/10/1999.

pCO₂ varie entre 380 µatm et 315 µatm. Le maximum en pCO₂ est observé dans les hautes latitudes (au sud de 63.5°S) tandis que le minimum est plutôt observé près de la Tasmanie (autour de 46°S). pCO₂ a tendance à décroître du sud au nord. Cependant, au nord de 46°S, pCO₂ augmente rapidement allant de 320 µatm à presque 400 µatm sur environ 2.5° en latitude. La plus grande partie de la variation s'effectue au nord de 44°S (pCO₂ varie de 350 µatm à 400 µatm). Cette variation pourrait s'expliquer, en partie, par la présence d'un plateau continental (au nord de 44°S, la profondeur de l'océan est inférieure à 500 m). Toutefois, je me concentrerai par la suite sur la région au nord de 45°S et au sud de 60°S. D'autre part, la température varie de -2°C à 14°C du sud au nord. Elle semble admettre deux régions de variations différentes si je ne tiens pas compte des brusques variations de la SST entre 64.5°S et 64°S dont l'origine est inconnue. Au sud de 54°S, la température augmente plutôt lentement passant de -2°C à 1°C sur 10° en latitude. Entre 59.5°S et 54°S, il existe un palier où la température reste à peu près constante à 1°C. Dans cette zone, pCO₂ admet une amplitude de variation de 15 µatm environ (pCO₂ varie entre 350 et 365 µatm). Au nord de 54°S, la SST croît continuellement de 2.5°C à 14°C. Dans cette région, il existe des paliers en température peu étendus dont le principal se situe entre 46°S et 44°S. La SST est égale à 14°C environ à l'intérieur de ce palier. Toutefois, pCO₂ admet une grande variation en amplitude dans cette zone (pCO₂ varie entre 315 et 365 µatm).

Sur les données de salinité de surface, j'observe un plateau entre 59.5°S et 52°S (SSS proches de 33.8), plus au nord, la SSS augmente passant de 33.8 à 35.4.

Le front polaire peut être localisé grâce à un front en température situé à 54°S. Ce front n'admet pas de signature visible en salinité. En outre, j'estime la position du front subantarctique à 52°S. Enfin, je situe la position du front subtropical à 48.5°S en prenant un critère sur la SSS (front en SSS le plus proche des salinités supérieures à 34.5).

(iii) Campagne rta 99.

Elle a débuté le 21/12/1999 et s'est terminée le 26/12/1999.

pCO₂ décroît du sud au nord. Cette décroissance se fait assez lentement excepté en quelques régions où la variation en pCO₂ peut être brutale: par exemple, entre 63°S et 62.5°S, pCO₂ varie entre 400 µatm et 345 µatm. Comme précédemment, pCO₂ augmente rapidement au nord de 44°S passant de 300 µatm à 350 µatm. Cette augmentation est associée à une hausse de la température allant de 14.5 °C à 17°C environ. La hausse de pCO₂ peut être expliquée, en grande partie, par la présence du plateau continental décrit un peu plus haut. D'autre part, la température croît du sud au nord allant de -1°C (autour de 63°S) à 17°C (autour de 43°S). Le transect peut être séparé en deux régions ayant des variations en température différentes. Dans la première région, la température varie plutôt lentement entre 63°S et 54°S environ (la SST passe de -1°C à 3°C sur 9° en latitude). Dans la deuxième région, la SST varie plus rapidement admettant une amplitude de variation de 11°C sur 10° en latitude (la température varie de 6°C autour de 53°S à 17°C autour de 43°S). En outre, il existe des zones où des

décroissances de $p\text{CO}_2$ sont associés à des augmentations de température : par exemple, entre 48°S et 46°S et autour de 44°S . Je retrouve le même phénomène que pour le deuxième transect de la campagne RR KIWI 9 et que pour la campagne NBP 98 2. Dans ce cas aussi, l'effet de mélange et/ou l'effet de la biologie doivent compenser l'effet thermodynamique.

La variation de la SSS est à peu près la même que celle de la campagne précédente toutefois, la hausse de la salinité de surface se produit au nord de 53.5°S . De plus, comme pour la température, j'observe des variations en oppositions de phase entre $p\text{CO}_2$ et la SSS entre 46°S et 48°S .

Le front de SST ($3.5^\circ\text{C deg}^{-1}$) localisé à 53.5°S me permet de suggérer la position du front polaire à cette latitude. Le gradient en température est associé à un front en salinité (0.3 unité de salinité par degré). En outre, je considère que le front subantarctique est situé à 51.5°S (front en salinité associé à un front en température). Enfin, en appliquant le même critère en salinité que la campagne précédente, le front subtropical peut être localisé à 48°S . Il est aussi caractérisé par un front en salinité et en SST associé à une baisse de $20 \mu\text{atm}$ de $p\text{CO}_2$.

Entre 45°S et 60°S , les données Astrolabe possèdent, quasiment, les mêmes caractéristiques que les données AESOPS. L'amplitude de variation est assez faible pour $p\text{CO}_2$ (50 et $55 \mu\text{atm}$ pour, respectivement, dta 99 et rta 99). Toutefois, la salinité peut atteindre des valeurs plus fortes (35.5) que lors des campagnes AESOPS (34.4). En outre, la variation saisonnière de $p\text{CO}_2$ n'est pas très élevée : au printemps (dta 99), le minimum de $p\text{CO}_2$ est de $330 \mu\text{atm}$ tandis qu'il peut baisser jusqu'à $310 \mu\text{atm}$ en été (rta 99) Enfin, dans certaines régions, des variations en opposition de phase entre $p\text{CO}_2$ et la SST (ainsi qu'entre $p\text{CO}_2$ et SSS) sont visibles. La campagne rta 99 en donne un bon exemple entre 48°S et 46°S . Cela indique que l'effet thermodynamique est compensé par l'effet de mélange et/ou l'effet thermodynamique. Dans ce secteur, le front polaire détecté sur les gradients de SST est proche de 54°S .

(2) Données satellitaires.

(a) Vent ERS2.

Les données de vent utilisées sont celles restituées par le diffusiomètre vent du satellite ERS2. Des grilles interpolées de coefficient d'échange air-mer de CO_2 (K) à 1×1 degrés de résolution (hebdomadaires et mensuelles) sont élaborées pour plusieurs années en se servant de ces données et la relation 3 de [Wanninkhof, 1992] entre K et U_{10} . Une description sommaire du satellite ERS2 et de la méthode d'interpolation sont données au chapitre III.A.2.b)(1). Enfin, il est à noter que la variation saisonnière de K est faible sur la région d'étude (voir Figure 5).

(b) SST Reynolds.

Les données de SST Reynolds sont décrites au chapitre III.A.2.b)(2). Je ne reviens ici que sur les points caractéristiques essentiels. Elles sont archivées, au LODYC, pour différentes années, sous leur résolution originale (hebdomadaire ; $1^\circ \times 1^\circ$). Elles sont aussi moyennées mensuellement.

La Figure 29 montre un exemple de carte de SST Reynolds pour la région au sud de la Tasmanie et à l'est de la Nouvelle-Zélande pour la semaine du 01/03/1998. Cette carte montre bien le gradient nord-sud en SST. Enfin, comme décrit dans le chapitre III.A.2.b)(2), il n'y a aucune température inférieure à -1.8°C . Cette dernière valeur est considérée comme la température de congélation de l'eau de mer.

SST Reynolds 1 x 1 degrees
du 1 Mars 98 au 7 Mars 98

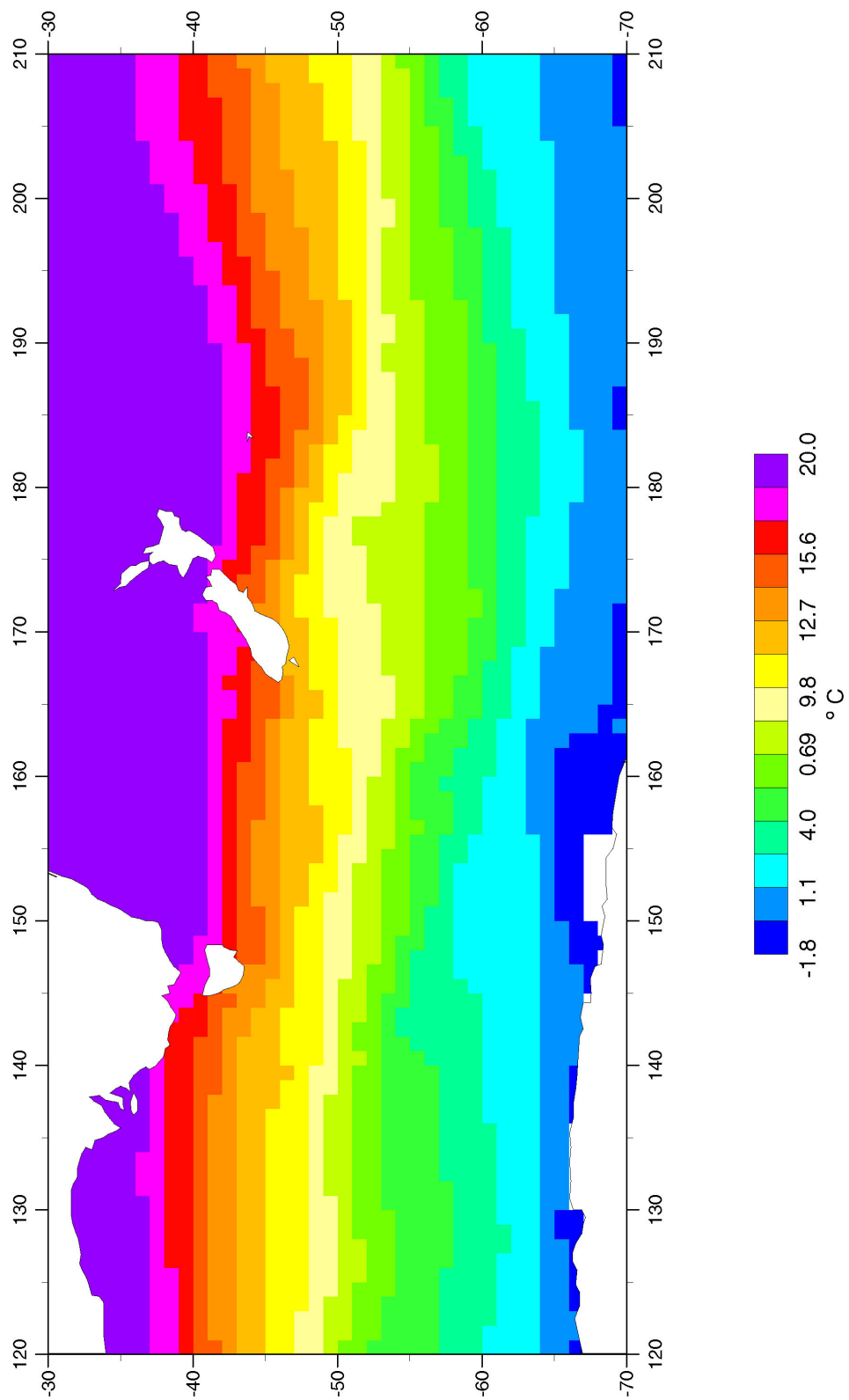


Figure 29 : carte de SST Reynolds de la région à 1° X 1° de résolution pour la semaine du 01/03/1998.

(c) Chlorophylle SeaWiFS.

(i) Généralités.

Les données de chlorophylle sont mesurées par l'instrument SeaWiFS (sea-viewing wide field-of-view sensor) embarqué sur le satellite OrbView-2. Les cartes de chlorophylle utilisées dans la méthode d'extrapolation sont distribuées par le PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center). J'ai utilisé des cartes de niveau 3 à 9 km X 9 km de résolution générées avec la version 3 du traitement PODAAC. Les cartes de chlorophylle SeaWiFS à 9 km X 9 km de résolution sont archivées à partir de septembre 1997 au LODYC sous les différentes résolutions temporelles disponibles au PODAAC (journalière, hebdomadaire, mensuelle et annuelle). Dans la suite, j'ai utilisé les cartes à 9 km X 9 km de résolution pour développer ma méthode d'extrapolation. Puis, j'ai moyenné ces cartes à 1° X 1° de résolution de décembre 1997 à décembre 1998 pour générer des cartes mensuelles à 1° X 1° de résolution car, d'une part, il n'y a pas assez de données exploitable sur les cartes hebdomadaires correspondantes et d'autre part, pour obtenir une résolution spatiale proche de celle des SST Reynolds.

(ii) Satellite OrbView-2.

Ce satellite s'appelait précédemment SeaStar. Il a été lancé le 01/08/1997 et a une orbite héliosynchrone. Son altitude est de 705 km et son angle d'inclinaison est de 98.2°. Un satellite héliosynchrone est un satellite observant de façon répétitive certaines régions de la Terre sous des conditions d'éclairement constant. L'instrument SeaWiFS est un radiomètre mesurant la couleur de l'océan (c'est à dire dans le visible). Le satellite effectue environ quinze orbites par jour et couvre approximativement 90 % de la surface de l'océan en deux jours. L'acquisition des données de chlorophylle mesurées par SeaWiFS (chlorophylle SeaWiFS) a commencé le 04/09/1997 mais les données de chlorophylle SeaWiFS ne sont disponibles qu'à partir du 18/09/1997. Une description plus complète du satellite Orbview-2 ainsi que de l'instrument SeaWiFS est disponible sur le site suivant :

<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/SEASTAR/SPACECRAFT.html>

(iii) Données de pCO₂ colocalisées avec la chlorophylle SeaWiFS.

(a) Principe.

Dans un premier temps, j'ai étudié les cartes de chlorophylle SeaWiFS de la région d'étude à 9 km X 9 km de résolution sur différentes périodes temporelles allant de la journée au mois. SeaWiFS est un radiomètre fonctionnant dans le visible donc très sensible à la présence de nuages : en cas de la présence de nuage sur la zone explorée par le satellite, il n'est pas possible d'extraire l'information sur la couleur de l'eau à partir des données SeaWiFS. La colocalisation de mesures in situ à des données SEAWIFS est donc un exercice difficile qui demande de trouver un compromis acceptable entre un rayon de colocalisation qui minimise d'une part les variations entre la mesure in situ et satellitale et qui maximise la probabilité d'avoir une mesure par ciel clair. J'ai ainsi testé plusieurs rayons de colocalisations et plusieurs durées de moyennage, mon but étant de trouver pour chaque campagne la carte de chlorophylle SeaWiFS avec d'une part, le plus faible décalage temporel possible et d'autre part, contenant suffisamment de données pour être exploitable. La période des cartes de chlorophylle SeaWiFS essayées est toujours centrée sur celle de chaque transect. Les données de chlorophylle SeaWiFS issues de chacune de ces cartes sont extraites le long du trajet du transect associé (colocalisation avec les données in situ). Le logiciel utilisé pour visualiser et extraire les données de chlorophylle SeaWiFS est le logiciel de traitement d'image seadas. J'ai

tout d'abord testé des composites de cartes journalières sur la période des campagnes mais cette option a rapidement été abandonnée car il n'y avait pas assez de données de chlorophylle exploitable. Ceci est du d'une part, à la couverture du satellite et d'autre part, au fait que les conditions climatiques sont souvent mauvaises dans l'océan sud (et donc, aussi dans la zone étudiée). Ensuite, j'ai testé des composites de cartes hebdomadaires dont la période est centrée sur celle de chaque campagne. Les périodes ont été choisies pour minimiser les trous de données et dépendent du transect considéré. Elles vont de deux semaines à sept semaines (voir Tableau 10 dans partie suivante). Enfin, les données de chlorophylle SeaWiFS ont été colocalisées avec les données de pCO₂ in situ (voir partie suivante).

Ces colocalisations ont été utilisées dans la première partie de ma thèse afin de rechercher de possibles corrélations entre la chlorophylle et pCO₂ in situ. Ensuite, ayant observé que la chlorophylle pouvait varier sensiblement d'une semaine à l'autre, j'ai essayé de faire des colocalisations plus précises en temps et en espace mais du fait des trous de données, le nombre de points colocalisés est moins nombreux. J'ai ainsi effectué des colocalisations entre les données hebdomadaires de chlorophylle et les données de pCO₂ en prenant la donnée SeaWiFS la plus proche de la donnée de pCO₂ dans un diamètre spatial de 9 km (colocalisation dite "au plus proche voisin"). J'ai utilisé un programme écrit en langage IDL appelé coloc.pro, conçu par Nicolas Martin (ingénieur d'étude CNRS au LODYC) et que j'ai adapté à mes besoins, pour effectuer ces colocalisations. J'avais utilisé le logiciel seadas auparavant car le programme coloc.pro n'était pas disponible au début de ma thèse.

(b) Description des données de chlorophylle SeaWiFS colocalisées en utilisant le logiciel seadas (chlorophylle moyennée sur deux à sept semaines).

Les tracés de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée et de pCO₂ en fonction de la latitude sont montrés pour toutes les campagnes (Figure 30 et Figure 31). La période choisie pour la chlorophylle SeaWiFS sur chaque campagne est indiquée dans le Tableau 10.

Tableau 10 : période sur laquelle la chlorophylle SeaWiFS a été moyennée, campagne par campagne.

Campagne	Période	
NBP 97 8	du 16/10/1997 au 02/12/1997	
RR KIWI 8	Aller	du 19/12/1997 au 01/02/1998
	Retour	du 09/01/1998 au 05/03/1998
RR KIWI 9	Aller	du 10/02/1998 au 05/03/1998
	Retour	du 18/02/1998 au 06/04/1998
NBP 98 2	du 06/03/1998 au 22/04/1998	
Dta 99	du 16/10/1999 au 31/10/1999	
Rta 99	du 01/12/1999 au 31/12/1999	

Dans le cas de la campagne NBP 97 8, la variation de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée ne semble pas être liée avec celle de pCO₂. Toutefois, au nord 54°S, la chlorophylle a tendance à augmenter tandis que pCO₂ a tendance à diminuer mais les variations à petites échelles ne sont ni en phase ni en opposition de phase.

Pour le premier transect de la campagne RR KIWI 8, aucun lien entre la variation de pCO₂ et celle de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée n'apparaît.

Dans le cas du deuxième transect de la campagne RR KIWI 8, au nord de 50.5°S, la chlorophylle SeaWiFS colocalisée semble être en opposition de phase avec pCO₂. Il existe plusieurs maximums de chlorophylle associés à des minimums de pCO₂ (entre 47°S et 45.5°S, par exemple).

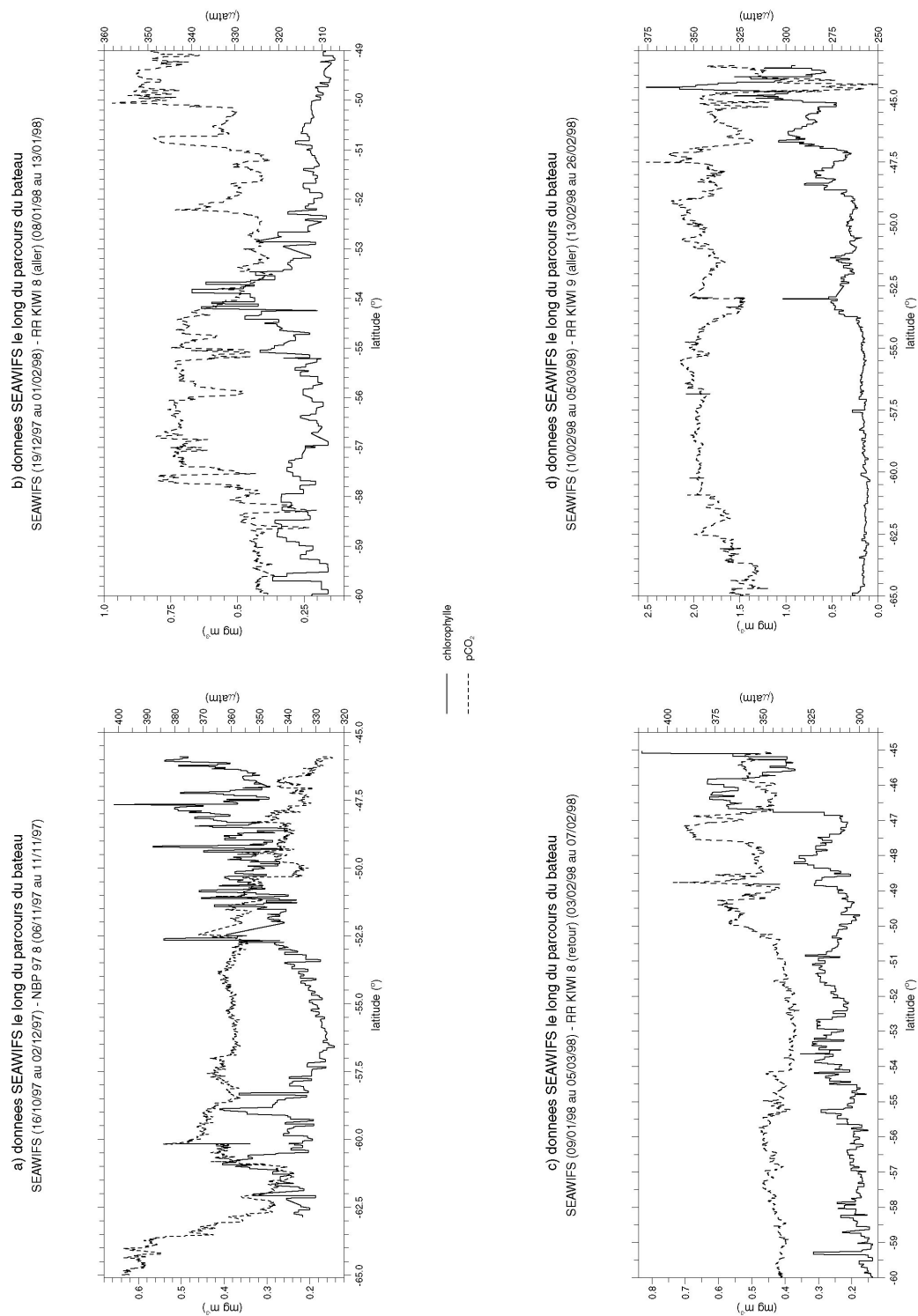


Figure 30 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO₂ vs latitude pour NBP 97 8 (en haut à gauche), pour le premier (en haut à droite) et le deuxième transect (en bas à gauche) de RR KIWI 8 et pour le premier transect de RR KIWI 9 (en bas à gauche).

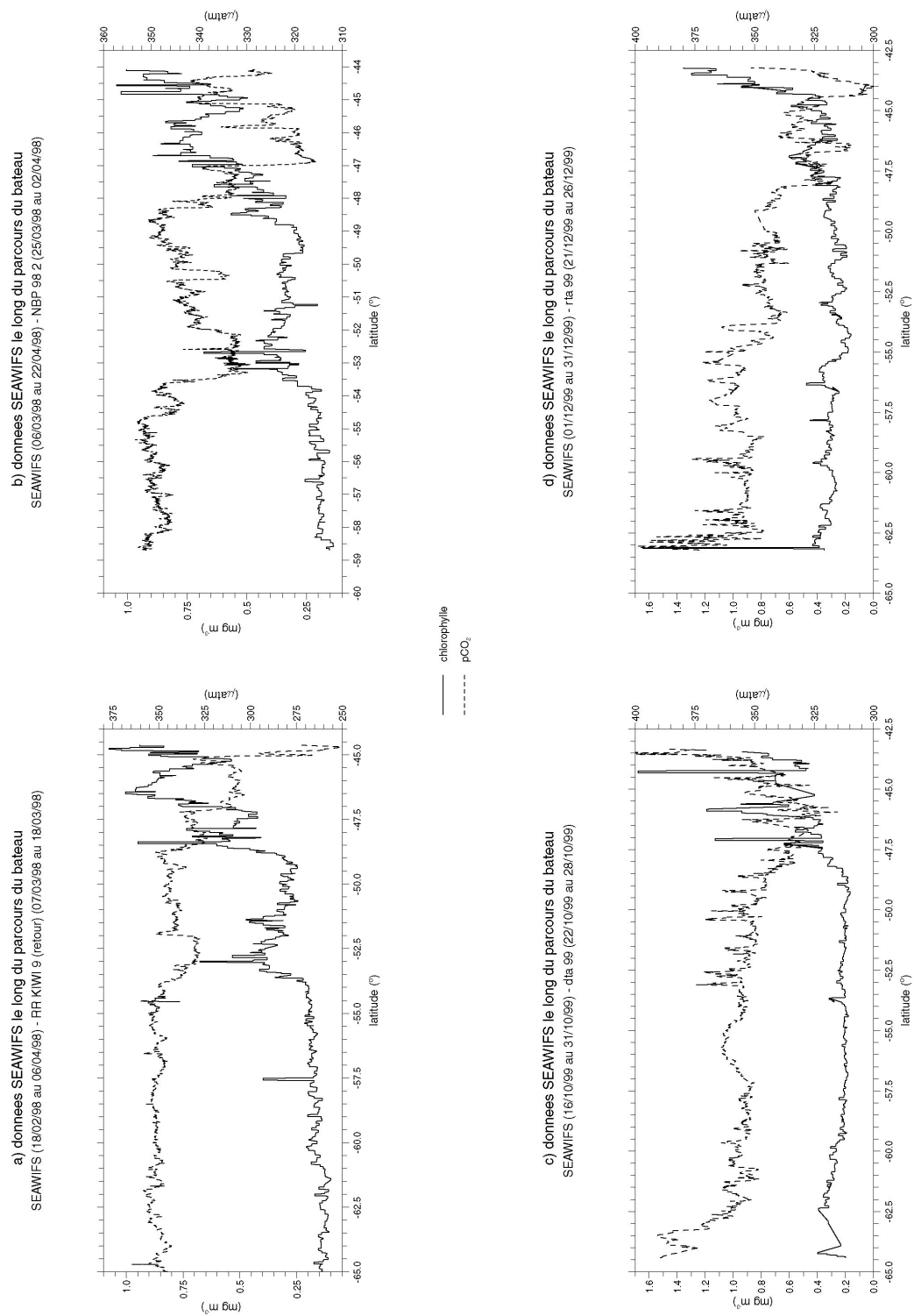


Figure 31 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO₂ vs latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 9 (en haut à gauche), pour NBP 98 2 (en haut à droite), pour dta 99 (en bas à gauche) et pour rta 99 (en bas à droite).

Pour le trajet aller de la campagne RR KIWI 9, au nord de 49 °S, alternativement, des maximums et des minimums de chlorophylle sont associés, à respectivement, des minimums et des maximums de pCO₂. Donc une variation en opposition de phase est possible entre les deux paramètres pour ce transect.

Pour le trajet retour, je retrouve la même alternance que précédemment au nord de 49°S montrant ainsi une possible variation en opposition de phase entre pCO₂ et la chlorophylle SeaWiFS colocalisée.

Pour la campagne NBP 98 2, il semble exister des variations en opposition de phase possibles entre les deux paramètres (en particulier, au nord de 49°S). Entre 47°S et 45.5°S, un minimum de pCO₂ est associé à un maximum en chlorophylle par exemple.

Pour les campagnes dta 99 et rta 99, comme pour la campagne NBP 97 8 et le trajet aller de la campagne RR KIWI 8, il ne paraît pas y avoir de liens entre la variation de pCO₂ et celle de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée.

En conclusion, une variation en opposition de phase est visible sur certains transects entre la chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO₂ pour 4 campagnes : le deuxième transect de RR KIWI 8, les deux transects de RR KIWI 9 et la campagne NBP 98 2. Les données de chlorophylle SeaWiFS ainsi moyennée et colocalisée sont utilisées afin d'élaborer le scénario I.

(c) Description des données de chlorophylle SeaWiFS colocalisées en utilisant le logiciel coloc.pro (court rayon temporel).

La variation de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée "au plus proche voisin" en utilisant coloc.pro et celle de pCO₂ en fonction de la latitude sont représentées pour toutes les campagnes (Figure 32 et Figure 33).

Avant d'effectuer la colocalisation avec les données hebdomadaires de chlorophylle SeaWiFS, plusieurs traitements sont réalisés sur les données in situ. Le détail des traitements effectués est indiqué dans [Rangama et al., 2004]. Tout d'abord, les données in situ des campagnes NBP 97 8, RR KIWI 9 et NBP 98 2 se trouvant sur le plateau Bounty (180°E ; 48°S) (voir Figure 22) ont été éliminées afin de ne garder que les données mesurées en "plein océan" (c'est-à-dire, l'océan dont la profondeur est supérieure à 500 m). Ensuite, les mesures de pCO₂ ont été moyennées sur 0.08° en latitude et en longitude (pCO₂(9km)) afin d'obtenir une résolution spatiale proche de celle des cartes hebdomadaires de chlorophylle SeaWiFS à 9 km x 9 km de résolution.

L'observation de la variation de pCO₂(9km) et de celle de la chlorophylle SeaWiFS, colocalisée en utilisant coloc.pro, en fonction de la latitude, campagnes par campagne, confirme les conclusions trouvées au paragraphe précédent. En effet, des anticorrélations entre pCO₂(9km) et la chlorophylle SeaWiFS colocalisée en utilisant coloc.pro sont toujours visibles pour le deuxième transect de RR KIWI 8 et les campagnes RR KIWI 9 et NBP 98 2.

Ces possibles corrélations se produisent plus particulièrement dans la partie nord de ces transects : au nord de 49°S pour la deuxième transect de RR KIWI 8 et au nord de 47°S pour les campagnes RR KIWI 9 et NBP 98 2. De plus, sur les transects où la chlorophylle moyennée sur deux à sept semaines paraissait mal corrélée au pCO₂ (comme le transect aller de RR KIWI 8 et NBP 97 8), peu de points ont été colocalisés dans un diamètre de 9 km avec les cartes hebdomadaires SeaWiFS. L'absence de corrélation peut donc provenir d'un décalage temporel trop grand entre pCO₂ et la chlorophylle SeaWiFS.

Les données de chlorophylle SeaWiFS colocalisée en utilisant le logiciel coloc.pro sont utilisées afin d'élaborer le scénario II et le scénario choisi.

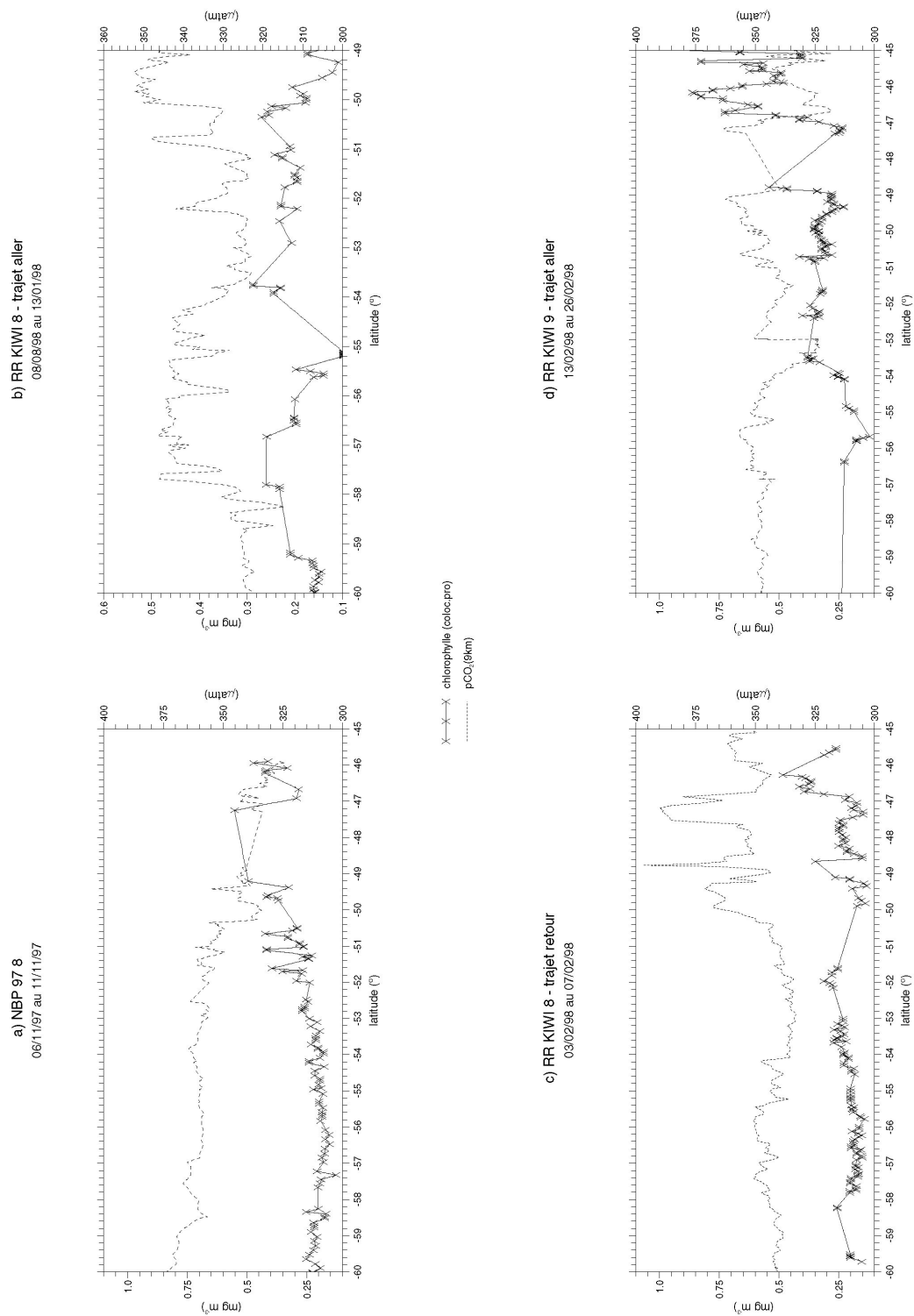
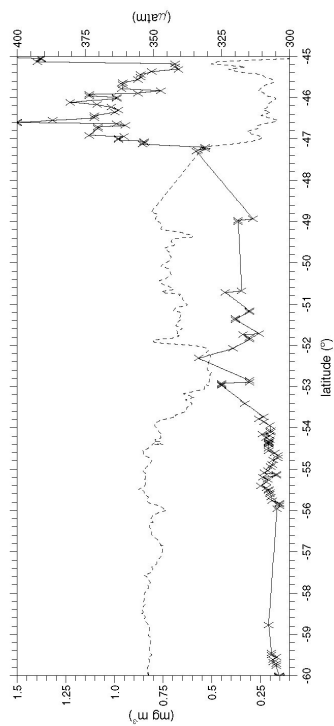
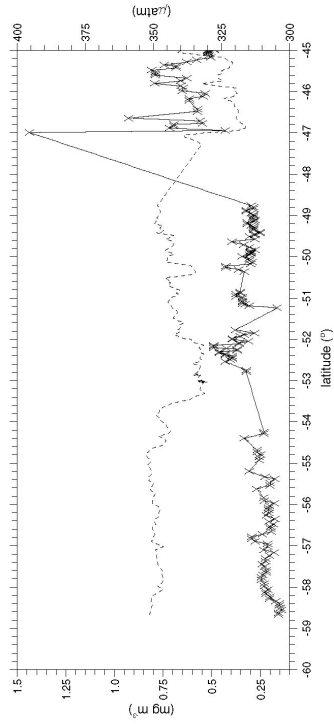


Figure 32 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée (coloc.pro) et pCO₂ vs latitude pour NBP 97 8 (en haut à gauche), pour le premier (en haut à droite) et le deuxième transect (en bas à gauche) de RR KIWI 8 et pour le premier transect de RR KIWI 9 (en bas à gauche).

a) RR KIWI 9 - trajet retour
07/03/98 au 18/03/98

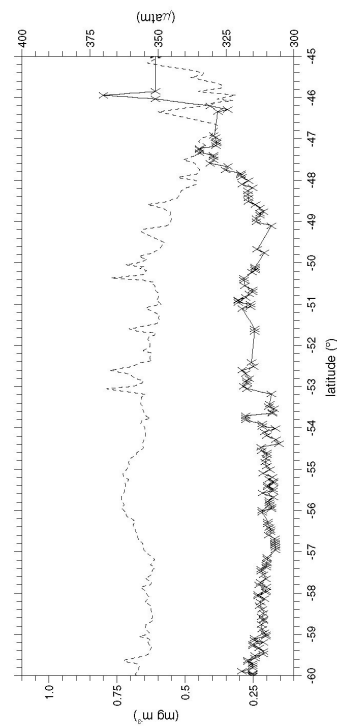


b) NBP 98 2
25/03/98 au 02/04/98



x x chlorophyll (coloc.pro)
..... pCO₂(µatm)

c) dta 99
22/10/99 au 28/10/99



d) rta 99
21/12/99 au 26/12/99

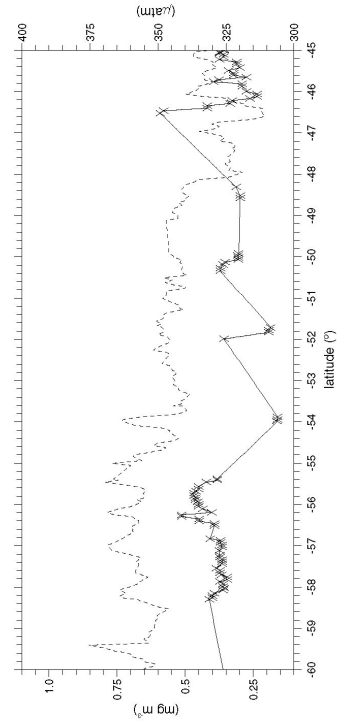


Figure 33 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée (coloc.pro) et pCO₂ vs latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 9 (en haut à gauche), pour NBP 98 2 (en haut à droite), pour dta 99 (en bas à gauche) et pour rta 99 (en bas à droite).

(3) distributions climatologiques de [Takahashi et al., 2002] et cartes de pCO_{2atm} .

(a) Cartes climatologiques de pCO_2 et ΔpCO_2 issues de [Takahashi et al., 2002].

[Takahashi et al., 2002] ont généré une climatologie de la distribution de la pression partielle de CO_2 à la surface de l'océan (pCO_2) et du gradient de la pression partielle de CO_2 à l'interface air-mer (ΔpCO_2) ramenées à une année de référence (1995) à partir de nombreuses mesures en mer de pCO_2 disponibles depuis 1956-1959 (environ 940 000 mesures). Ils n'ont pas tenu compte des mesures obtenues lors des années El Nino (années "anormales") dans leurs résultats. En conséquence, ils ont élaboré leurs cartes pour des conditions climatiques "normales". Dans un premier temps, ils ont interpolé les mesures de pCO_2 sur des cartes climatologiques de pCO_2 en utilisant un modèle advection-diffusion de transport latéral à deux dimensions pour les eaux de surface afin d'éliminer les trous de données. Ensuite, des grilles de la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère (pCO_{2atm}) sur les mêmes périodes ont été élaborées en utilisant les moyennes zonales de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère données par [Globalview- CO_2 , 2000] et les distributions climatologiques de la pression atmosphérique issues de [Atlas-of-Surface-Marine-Data, 1994]. Enfin, les cartes de ΔpCO_2 ont été créées grâce aux distributions de pCO_2 et de pCO_{2atm} . Au final, ils représentent leurs cartes sous formes de grilles de données mensuelles de résolution de $4^\circ \times 5^\circ$ (en latitude et en longitude respectivement)

La Figure 34 montre la carte de ΔpCO_2 de janvier 1995. Les régions tropicales possèdent une ΔpCO_2 positive. C'est la combinaison de deux phénomènes qui implique cela. D'une part, ces régions possèdent les eaux les plus chaudes de la planète donc la pression partielle de CO_2 océanique est plus importante ici à cause de la pompe de solubilité. D'autre part, les upwellings qui se produisent essentiellement dans le Pacifique équatorial, près du Pérou et des côtes de l'Afrique ont tendance à renforcer pCO_2 . En outre, dans les hautes latitudes (nord et sud), ΔpCO_2 est négative (régions absorbantes) à cause des températures froides (pompe de solubilité) et des plongées d'eau.

(b) Distributions de pCO_{2atm} .

Afin de générer des cartes de la pression partielle de CO_2 atmosphérique, j'ai utilisé les données de la concentration atmosphérique de CO_2 (xCO_{2atm}) mesurées à la station Cape Grim. Elle est située en Tasmanie à $40.68^\circ S$ de latitude, à $144.68^\circ S$ de longitude et à la hauteur de 94 m au dessus du niveau de la mer. Les données de xCO_{2atm} sont disponibles sur le site <http://www.cmdl.noaa.gov/cgg/globalview/>. Les données disponibles sont les mesures de xCO_{2atm} , un fit de ces mesures en fonction du temps ($S(t)$) et la variation mensuelle de xCO_{2atm} calculée sur toute la durée de $S(t)$ (c'est à dire les variations climatologiques mensuelles de xCO_{2atm} pour une année de référence) ou $varS(t)$. Je me suis servi essentiellement des données du fit $s(t)$.

Lorsque j'ai commencé mon étude, les données de xCO_{2atm} mesurées à Cape Grim n'étaient disponibles que jusqu'à fin décembre 1997 pour [Globalview- CO_2 , 2000]. Or, la période choisie pour estimer les flux de CO_2 est comprise entre décembre 1997 et décembre 1998. Donc, il est nécessaire d'extrapoler ces données jusqu'à décembre 1998 inclus. J'ai choisi d'utiliser une régression linéaire du fit $S(t)$ pour effectuer cette extrapolation. J'ai testé différentes régressions linéaires et j'ai choisi une régression sur les cinq dernières années de $S(t)$ (de 1993 à fin 1997) pour me rapprocher le plus possible des conditions de l'année qui m'intéresse (la croissance annuelle de l'augmentation du pCO_{2atm} est plus rapide ces dernières années). La pente de cette régression est de 1.72 ppm.an^{-1} . J'extrapole, ensuite, les données de xCO_{2atm} en utilisant la pente trouvée précédemment.

$\Delta p\text{CO}_2$ (Takahashi et al [2002]) 4 x 5 degrees
janvier 1995

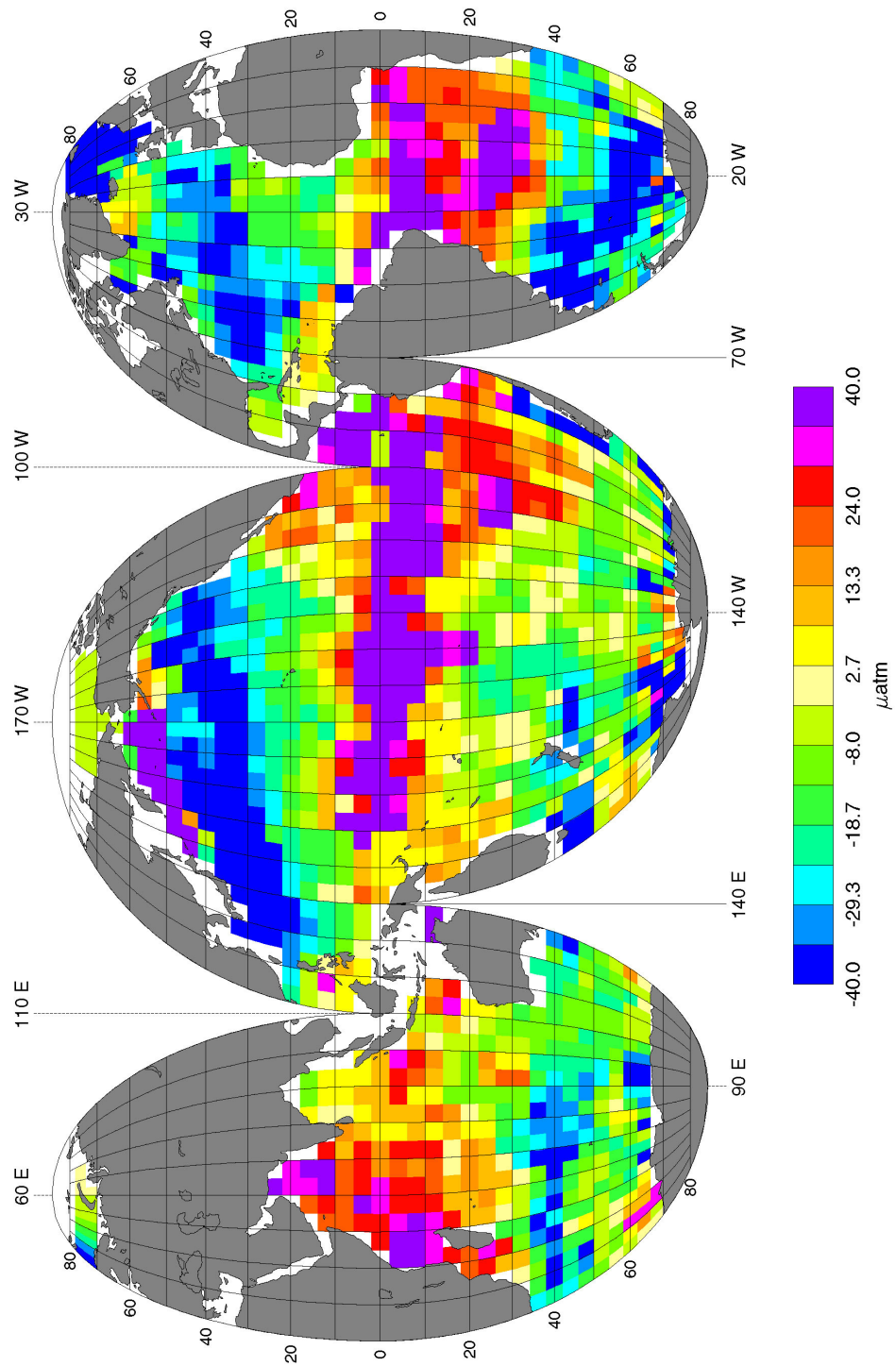


Figure 34 : distribution climatologique de $\Delta p\text{CO}_2$ issue de [Takahashi et al., 2002] pour le mois de janvier.

J'ajoute aussi la variation climatologique mensuelle $\text{varS}(t)$ aux mesures extrapolées afin de représenter la variation saisonnière.

Pour vérifier la validité de mon extrapolation, je compare les résultats obtenus aux nouvelles mesures actuellement disponibles. En effet, au cours de l'année 2003, des données de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ ont été rajoutées sur le site de Globalview et maintenant ces données sont disponibles jusqu'à la fin de décembre 2002 ([*Globalview-CO₂*, 2003]). J'ai, ainsi, comparé le fit de ces données $S(t)$ avec les données que j'ai extrapolées après décembre 1997. La courbe sur la Figure 35 montre le tracé de ces deux paramètres en fonction du temps jusqu'à décembre 2002. Les données de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ extrapolées sont très proches excepté entre janvier 1998 et mai 2000. Toutefois, la différence entre les deux est très faible, au maximum de 1 ppm, probablement à cause du fort évènement El Nino de 1997-1998. Je peux, donc, considérer que les données extrapolées de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ et ceux issues de [*Globalview-CO₂*, 2003] sont les très proches.

Ensuite, il ne me reste plus qu'à utiliser les données extrapolées pour élaborer les cartes de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$.

Les cartes de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ sont élaborées mois par mois de Décembre 1997 à Décembre 1998 à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. Les distributions mensuelles de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ sont estimées en utilisant l'Équation 18, les grilles mensuelles de SST Reynolds, la valeur moyenne de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ pour le mois considéré et les grilles mensuelles de Pa ECMWF.

Un exemple de carte de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ sur la région étudiée et pour le mois de janvier 1998 est montré sur la Figure 36. La valeur moyenne de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ estimée en me servant des données extrapolées pour le mois de janvier 1998 est de 362.1 ppm. La valeur de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ varie de 5 μatm du nord au sud : autour de 45°S , elle est égale à 355 μatm tandis que vers 60°S , elle est égale à environ 350 μatm . Cette faible variation est due au fait que la SST et Pa ECMWF diminuent tous les deux quand la latitude augmente. Il est à noter que près des continents, $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ est toujours plus faible. Ceci est dû aux distributions de Pa ECMWF (voir Figure 37). En effet, l'influence des continents sur les valeurs de Pa ECMWF est observée sur cette carte. C'est l'une des conséquences de l'utilisation de cartes de Pa ECMWF dont la résolution initiale est de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en latitude et en longitude (La résolution de ces distributions a été transformée afin d'élaborer les champs de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ à $1^\circ \times 1^\circ$ en latitude et en longitude). Cependant, ces faibles valeurs de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ ne sont pas prises en compte lors de l'estimation du flux air-mer de CO_2 grâce à l'utilisation d'un masque sur les continents.

c) Description de quelques scénarios et du scénario choisi.

(1) Principe.

Mon but principal est de créer une cartographie mensuelle du flux air-mer de CO_2 dans la région au sud de la Tasmanie et à l'est de la Nouvelle-Zélande ($125^\circ\text{E} - 155^\circ\text{O}$; $45^\circ\text{S} - 60^\circ\text{S}$). J'ai choisi la période décembre 1997 à décembre 1998 pour calculer le flux, car elle correspond à une période où des mesures in situ et des mesures SeaWiFS étaient disponibles. Comme décrit dans l'introduction, le point essentiel de ma thèse consiste en la mise au point de méthodes d'extrapolation spatiale et temporelle des mesures de $p\text{CO}_2$ existantes en utilisant des mesures satellitaires (SST et chlorophylle SeaWiFS). J'appellerai ces différentes méthodes par la suite des scénarios. J'explique maintenant le principe d'un scénario type. Tout d'abord, je cherche à séparer les données in situ en plusieurs zones ayant les mêmes comportements en $p\text{CO}_2$ et en SST ou en $p\text{CO}_2$ et en chlorophylle SeaWiFS colocalisée (ces différentes zones sont appelées des boîtes). J'essaie plusieurs combinaisons en regroupant différents transects ensemble avant d'effectuer cette recherche. Le but est de trouver des boîtes qui soient communes aux différents regroupements de transects. Puis, je cherche des corrélations possibles entre $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle SeaWiFS colocalisée et entre $p\text{CO}_2$ et la SST in situ dans les boîtes trouvées précédemment.

station Cap Grim en Tasmanie

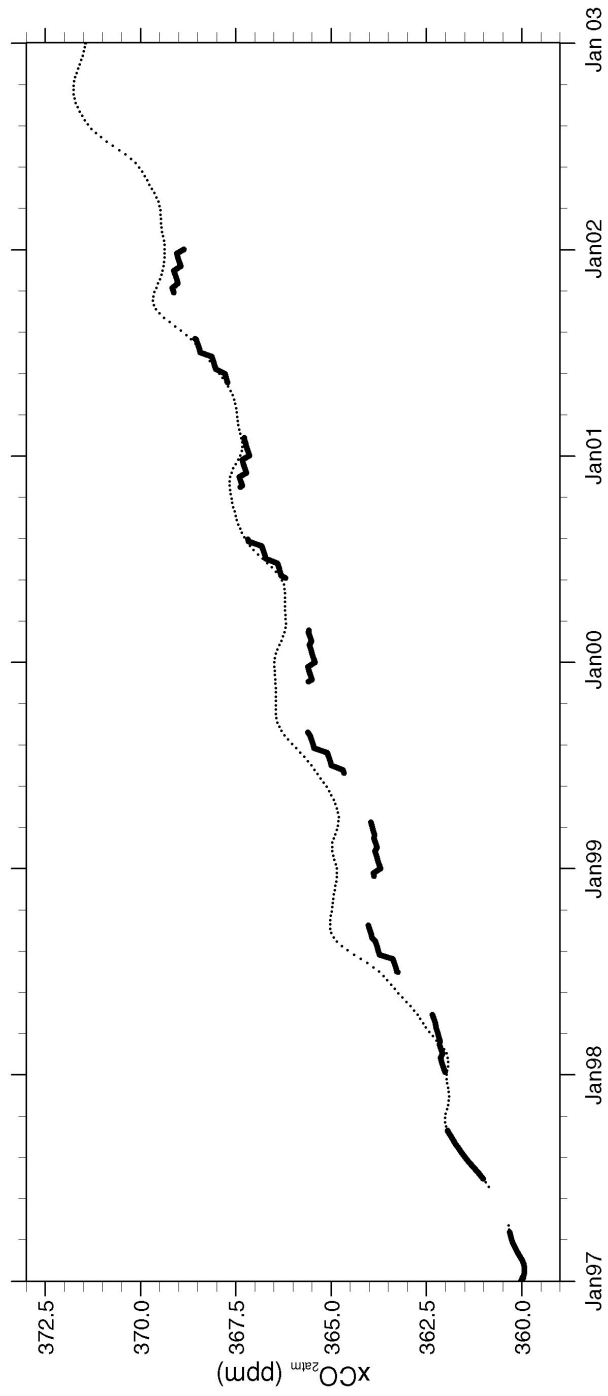


Figure 35 : variation de xCO_{2atm} extrapolées (tirets gras) et de xCO_{2atm} issues de [Globalview-CO₂, 2003] (pointillées).

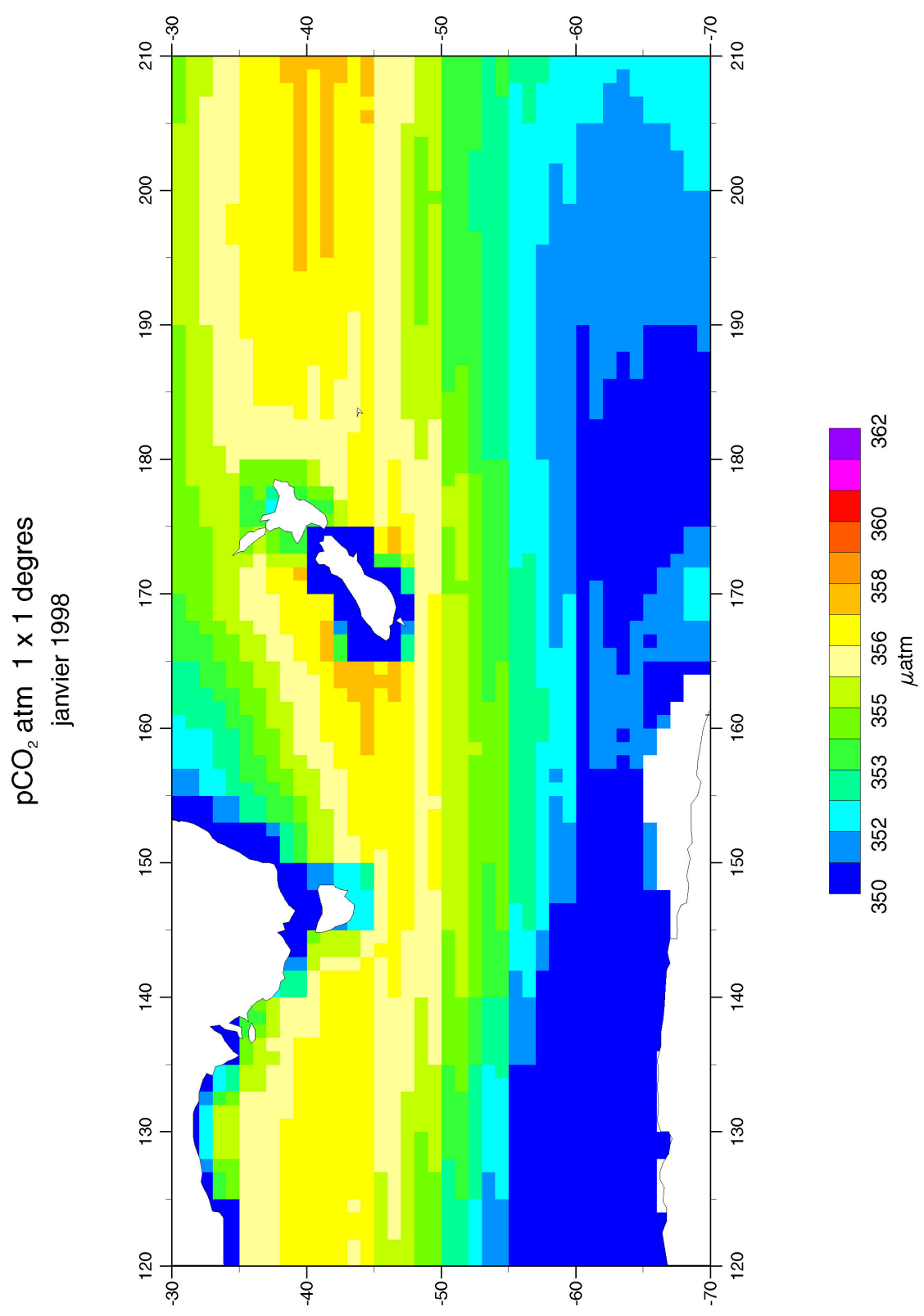


Figure 36 : carte de pCO_{2atm} à 1° X 1° de résolution pour janvier 1998.

pression atmospherique ECMWF 2.5 x 2.5 degrees
janvier 1998

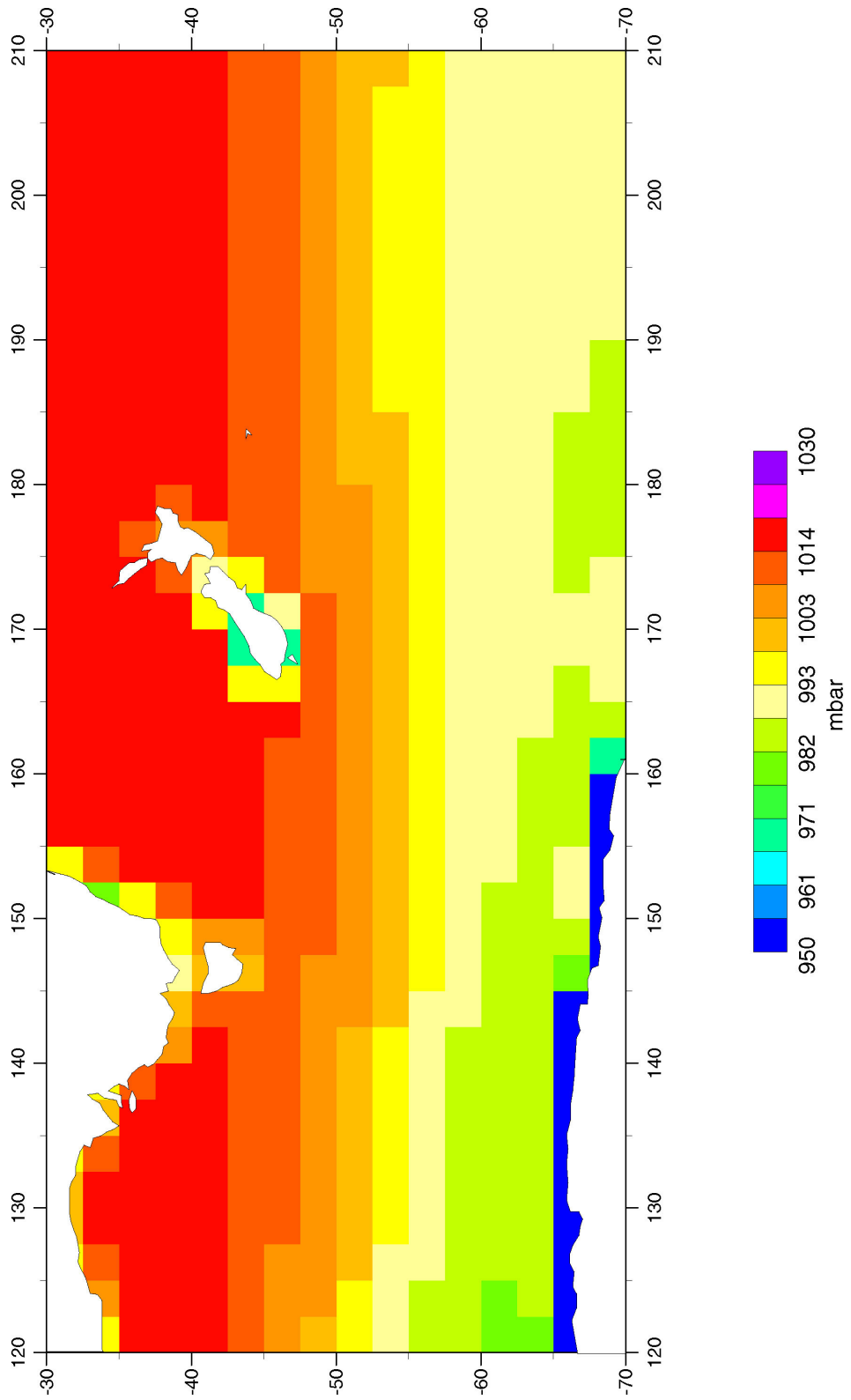


Figure 37 : carte de Pa ECMWF à 2.5° x 2.5° de résolution pour janvier 1998.

Je ne garde que les régressions en $p\text{CO}_2$ dont l'écart type par rapport au fit (stdfit) est le plus faible, en vérifiant que stdfit soit inférieur à l'écart type des mesures de $p\text{CO}_2$ in situ (std) dans la boîte considérée. J'utilise alors les régressions trouvées et les données satellitaires de chlorophylle SeaWiFS et/ou de SST pour extrapoler $p\text{CO}_2$ à toute la zone d'étude. J'obtiens ainsi des cartes de $p\text{CO}_2$ pour la région étudiée. Les grilles de $\Delta p\text{CO}_2$ sont déduites des grilles de $p\text{CO}_2$ et de celle de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ calculées comme décrit au chapitre III.B.4.b)(3)(b). Finalement, le flux est déduit des grilles de $\Delta p\text{CO}_2$ et des distributions de coefficient d'échange K élaborées à partir des mesures de vent satellitaire U et de la relation K - U de [Wanninkhof, 1992] (Équation 10). Ce flux local est alors intégré dans l'espace et dans le temps (Équation 11) pour obtenir le flux air-mer de CO_2 dans la région considérée.

Je décrirai tout d'abord la démarche que j'ai suivie lors de l'élaboration des différents scénarios puis, j'exposerai en détail des scénarios préliminaires décrits brièvement dans l'article (scénario I, II). Je m'attarderai surtout sur les différents tests effectués avant d'arriver aux régressions de ces scénarios. Les résultats que j'ai obtenus sur les flux air-mer de CO_2 déduits de mes extrapolations sont décrits dans le manuscrit [Rangama et al., 2004] (voir annexe).

(2) Démarche suivie.

Je résume dans ce paragraphe la démarche suivie lors de l'élaboration des différents scénarios. Dans le scénario I, j'ai recherché des corrélations possibles entre la chlorophylle et $p\text{CO}_2$ dans différentes boîtes. Ces boîtes sont définies à partir de critères en température car je n'ai pas trouvé de corrélation précise entre la position des fronts climatologiques, les données de SST et les valeurs de $p\text{CO}_2$ (voir chapitre III.B.4.a)). Ainsi, deux seuils en SST (SST_1 et SST_2), dont les valeurs dépendent de la saison, sont appliqués sur des cartes de température de surface afin de séparer la région d'étude en trois parties. La recherche de gradients latitudinaux communs en SST et en $p\text{CO}_2$ sur les tracés des données de chaque transect en fonction de la latitude me permet de définir ces deux seuils. En effet, ces gradients correspondent souvent à une même SST d'une campagne à l'autre (voir la description détaillée dans le paragraphe III.B.4.c)(3)). J'élabore ensuite des cartes extrapolées de $p\text{CO}_2$ à partir des distributions satellitaires de chlorophylle et des relations, trouvées dans chaque boîte, entre $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle. J'ai cherché à améliorer la méthode d'extrapolation du $p\text{CO}_2$ car ce scénario supposait que toute la variabilité du $p\text{CO}_2$ pouvait être reliée à celle de la chlorophylle (c'est-à-dire, à l'activité biologique). Or ceci n'est vrai que dans les régions de fortes concentrations en chlorophylle (boîte chlorophylle), par exemple, près de la Nouvelle-Zélande et de la Tasmanie. Dans les autres régions, même en l'absence de chlorophylle, nous observons que $p\text{CO}_2$ varie probablement parce qu'il est aussi affecté par l'effet de mélange et l'effet thermodynamique. Dans les scénarios suivants, j'ai donc recherché des corrélations possibles entre $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle dans la boîte chlorophylle et entre la SST et $p\text{CO}_2$ dans les autres boîtes. Dans le scénario II, la boîte chlorophylle et les autres boîtes possèdent des limites fixes définies à partir de seuils en latitudes et en longitudes (voir description plus détaillée dans le chapitre III.B.4.c)(4)). Dans le scénario choisi, j'ai tenu compte de la variation de la boîte chlorophylle au cours du temps. Les limites de la boîte chlorophylle sont définies à partir d'un critère en chlorophylle et de cartes satellitaires de chlorophylle (voir description dans le chapitre III.B.4.c)(5)). Ainsi, dans le scénario choisi, les limites de la boîte chlorophylle dépendent de la saison (contrairement au scénario II) ce qui est plus réaliste.

La Figure 38 est une illustration des anticorrélations entre $p\text{CO}_2$, la SST et la chlorophylle exploitées dans mes méthodes d'extrapolations. En effet, la SST et $p\text{CO}_2$ varient en opposition de phase entre 57.5°S et 53°S (partie sud du transect) tandis que la variation en opposition de phase entre la chlorophylle et $p\text{CO}_2$ a lieu plutôt au nord de ce transect (entre 48°S et 45°S).

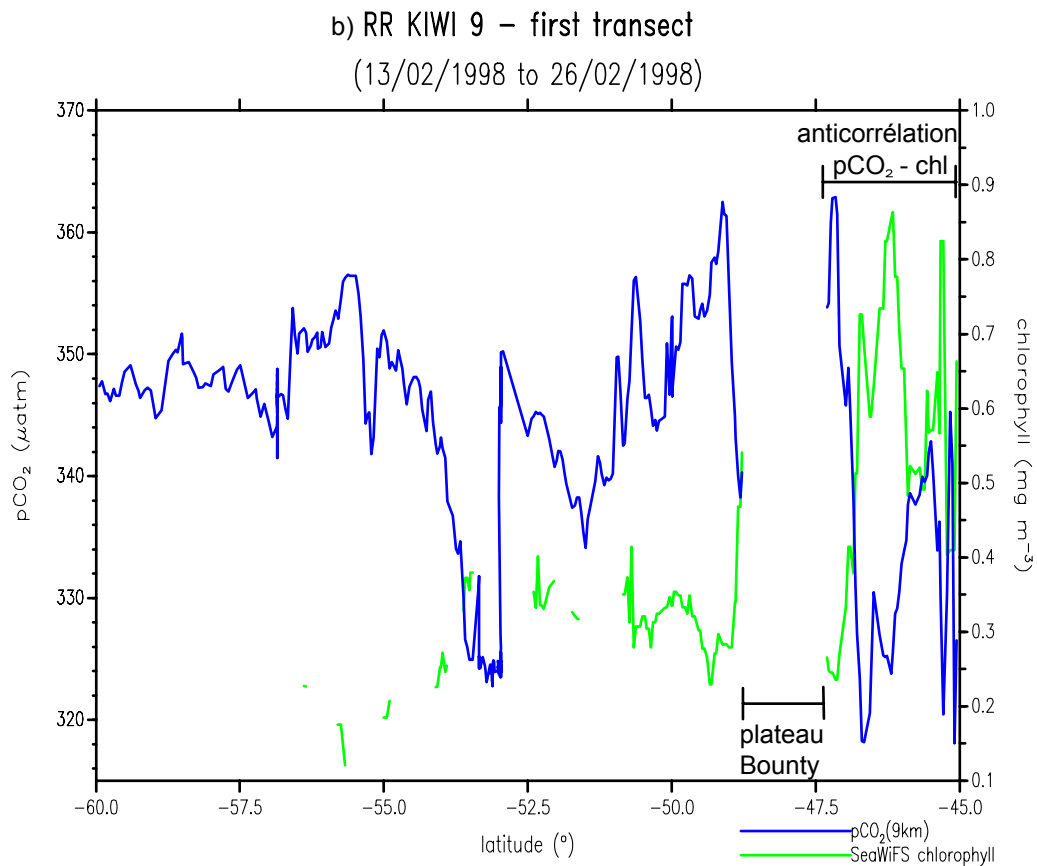
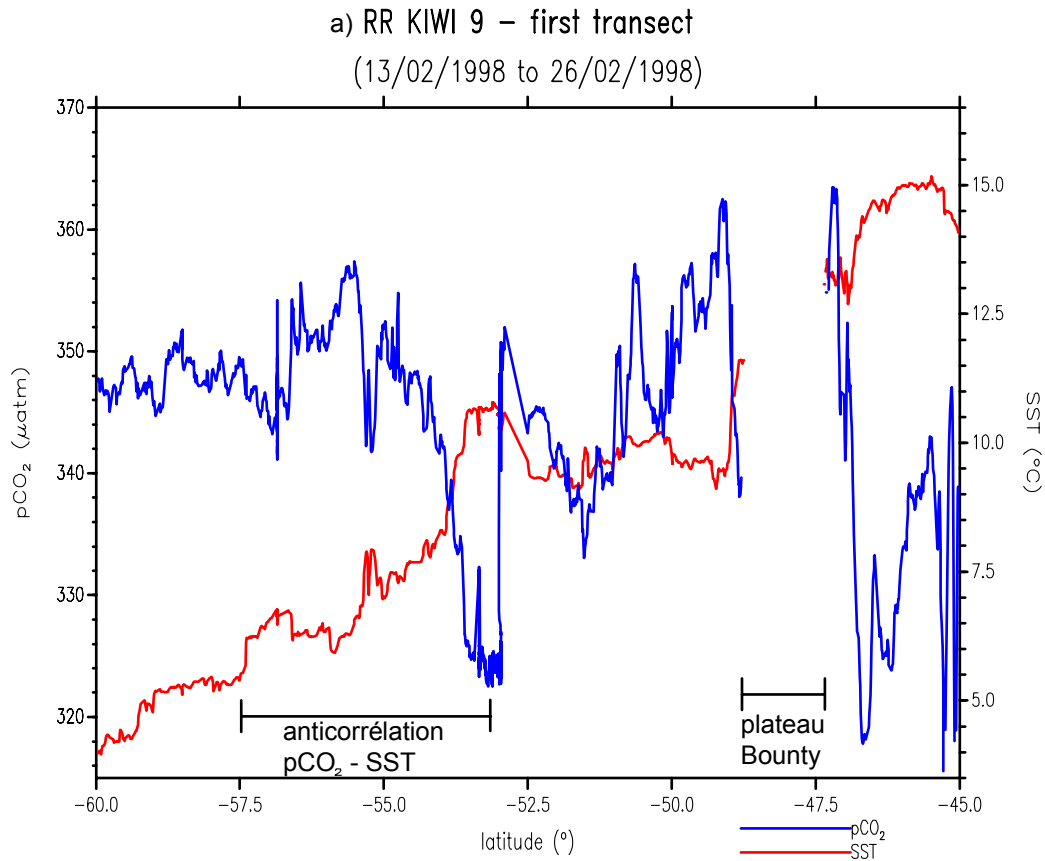


Figure 38 : variation de $p\text{CO}_2$ (en haut), de la SST (en haut), de $p\text{CO}_2(9\text{km})$ (en bas) et de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée en utilisant coloc.pro (en bas) en fonction de la latitude pour le premier transect de RR KIWI 9.

Il est à noter que la SST varie aussi en opposition de phase avec $p\text{CO}_2$ mais les ordres de grandeur des variations sont différents de ceux observées plus au sud, tandis qu'une forte corrélation négative apparaît entre $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle.

(3) Scénario I.

(a) Description des différents tests effectués.

(i) Test effectué en utilisant les fronts climatologiques.

Pendant les premiers mois de ma thèse, un travail de recherche bibliographique sur la position des fronts hydrologique dans l'océan sud a été effectué. Les principaux fronts climatologiques sont ceux de [Orsi *et al.*, 1995] et ceux de [Belkin and Gordon, 1996]. Les fronts les plus couramment utilisées dans la région d'études sont indiqués sur la Figure 22 (front subtropical et front polaire de [Belkin and Gordon, 1996], front subantarctique de [Orsi *et al.*, 1995]). J'ai ensuite essayé de relier la variabilité observée des mesures de $p\text{CO}_2$ in situ à la position de ces fronts. Mon but était de séparer ma région d'étude en plusieurs régions biogéochimiques avec des comportements similaires en $p\text{CO}_2$ et en SST, les régions entre les fronts étant supposées avoir des propriétés physiques et biogéochimiques homogènes. Malheureusement, je n'ai trouvé aucune signature précise de la position des fronts climatologiques, sur les données de SST et la valeur de $p\text{CO}_2$. Donc, je n'ai pas continué dans cette voie. Une des principales raisons à cela est que ces fronts climatologiques sont définis à partir de critères qui ne peuvent pas être appliqués à la surface des océans, en particulier pour le front subantarctique qui n'a pas de signature claire en surface (voir [Belkin and Gordon, 1996] pour une description détaillée des différents critères existants).

(ii) Tests effectués en utilisant les gradients latitudinaux de $p\text{CO}_2$ et de SST.

J'ai ensuite cherché des corrélations possibles entre les forts gradients en SST et ceux en $p\text{CO}_2$ (zone avec un fort gradient latitudinal du paramètre considéré) sur les données des différentes campagnes. En effet, ces gradients se retrouvent souvent à la même place d'une campagne à l'autre. Ainsi, il serait possible de séparer les données des campagnes en plusieurs zones au sein desquelles $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle varieraient de façon corrélée (ou anticorrélée). Je me suis servi des données de SST pour définir des seuils. Un seuil en SST est défini par l'association d'un fort gradient en SST (gradient nord sud supérieur à 1°C pour 0.5° de latitude) et d'un fort gradient en $p\text{CO}_2$. Les données sont séparées en différentes régions d'après ces seuils et sur chacune de ces régions, je recherche des corrélations entre $p\text{CO}_2$ et la chlorophylle SeaWiFS colocalisée. J'ai étudié les campagnes que j'avais à ma disposition pour, premièrement, tenter de regrouper ensemble les campagnes, deuxièmement, repérer les seuils en SST possibles et troisièmement, définir le nombre de seuils en SST à appliquer par campagne (c'est à dire, définir le nombre de zones dans lesquelles je recherche des corrélations). Finalement, j'ai décidé d'utiliser des seuils saisonniers (SST1 et SST2) pour découper les campagnes en trois zones : la zone 1 regroupe les données dont la température est inférieure à SST1, la zone 2 regroupe celles dont la température est comprise entre SST1 et SST2 et la dernière zone rassemble les données avec une température supérieure à SST2. La définition des saisons dont je me suis servi est la même que celle de [Moore and Abott, 2000]: les mois de décembre à février correspondent à l'été, ceux de mars à mai correspondent à l'automne, ceux de juin à août correspondent à l'hiver et les trois derniers mois correspondent au printemps. Le Tableau 11 fait la correspondance entre les campagnes et les saisons.

Tableau 11 : correspondance entre les saisons et les campagnes.

	Printemps	Eté	Automne	Hiver
Campagnes à l'est	NBP 97 8	RR KIWI 8 et RR WIWI 9 (premier transect)	RR KIWI 9 (deuxième transect) et NBP 98 2	Pas de campagne
Campagnes à l'ouest	Dta 99	Rta 99	Pas de campagne	Pas de campagne

J'ai testé différents seuils SST1 et SST2. Sur chacune des zones (1, 2 et 3), j'ai tracé des régression linéaires entre pCO₂ et la chlorophylle SeaWiFS. J'ai comparé l'écart type des mesures de pCO₂ par rapport au fit (stdfit) à la dispersion des mesures in situ (std) et calculé le coefficient de corrélation de chaque régression linéaire afin de ne retenir que les meilleurs fits. Si stdfit est comparable à std, cela signifie qu'il n'y a pas de corrélation entre la chlorophylle et pCO₂. Les tableaux ci-dessous (Tableau 12 et Tableau 13) regroupent les résultats obtenus en utilisant SST1 égale à 7.5°C ou 8.5°C et SST2 égale à 12°C.

Tableau 12 : statistiques des fits dans le cas SST1 égale à 7.5°C et SST2 égale à 12°C, stdfit et std sont en µatm.

		SST < 7.5°C	7.5°C ≤ SST < 12 °C	SST ≥ 12 °C
Campagnes à l'est	printemps	Stdfit=3.5 Std=4.0 R=-0.3	Stdfit=7.5 Std=8.0 R=-0.3	Pas de données
	Eté	Stdfit=7.3 Std=9.0 R=-0.5	Stdfit=10.4 Std=12.0 R=-0.5	Stdfit=9.8 Std=16.0 R=-0.8
	Automne	Stdfit=2.3 Std=2.3 R=0.	Stdfit=6.1 Std=7.2 R=-0.4	Stdfit=5.8 Std=7.0 R=-0.6
Campagnes à l'ouest	Printemps	Stdfit=7.2 Std=8.0 R=-0.1	Stdfit=6.0 Std=8.0 R=-0.6	Stdfit=8.2 Std=9.0 R=-0.2
	Eté	Stdfit=9.2 Std=10.0 R=-0.3	Stdfit=6.4 Std=9.0 R=-0.6	Stdfit=7.7 Std=9.0 R=-0.3

Tableau 13 : statistiques des fits dans le cas SST1 égale à 8.5°C et SST2 égale à 12°C, stdfit et std sont en μatm .

		SST < 8.5°C	8.5°C ≤ SST < 12 °C	SST ≥ 12 °C
Campagnes à l'est	printemps	Stdfit=6.9 Std=8.9 R=-0.6	Stdfit=5.4 Std=6.0 R=-0.4	Voir le tableau précédent
	Eté	Stdfit=7.1 Std=9.0 R=-0.5	Stdfit=11.0 Std=13.0 R=0.5	Voir le tableau précédent
	Automne	Stdfit=2.3 Std=2.4 R=0.3	Stdfit=5.1 Std=5.1 R=0.	Voir le tableau précédent
Campagnes à l'ouest	Printemps	Stdfit=7.5 Std=8.0 R=-0.2	Stdfit=6.0 Std=8.0 R=0.5	Voir le tableau précédent
	Eté	Stdfit=9.4 Std=10.0 R=0.4	Stdfit=6.7 Std=9.0 R=0.6	Voir le tableau précédent

Quels que soient les seuils en SST retenus, les corrélations les plus significatives sont obtenues pour les 2 zones les plus au nord de la zone au printemps et en été (périodes et lieux où la chlorophylle est maximale).

La comparaisons des deux tableaux montre que le cas SST1 égale à 8.5°C semble donner de meilleurs résultats (R en général plus grand et, de même, le rapport entre stdfit et std est en général plus faible que dans l'autre cas). Toutefois, les coefficients de corrélation sont en général faibles et j'ai donc essayé de les améliorer. J'ai, ainsi, appliqué un filtre glissant sur 0.5° en latitude sur pCO₂ et la chlorophylle, ce qui est justifié car je ne cherche pas à reproduire les fluctuations de pCO₂ à petite échelle mais uniquement à simuler la variation régionale du flux de CO₂. Ce filtre va permettre d'éliminer (en grande partie) les variations spatiales à l'échelle locale de la concentration en chlorophylle qui peuvent se produire à cause des longues périodes que j'ai prises pour moyennner la chlorophylle SeaWiFS (jusqu'à 8 semaines). La Figure 39 montre un exemple de la variation de pCO₂ moyennné (avec application du filtre) et non moyennné (sans application du filtre) en fonction du temps ainsi que celle de la chlorophylle SeaWiFS (moyennnée et non moyennnée) pour la campagne NBP 98 2. Les variations de chlorophylle à petites échelles sur les différents tracés sont lissées donc cela devrait permettre une amélioration des résultats. Sur cette figure, les variations lentes sont anticorrélées et elles se superposent à un bruit haute fréquence d'une autre nature. J'ai alors calculé de nouvelles régressions en utilisant ces données lissées. Dans le Tableau 14, j'ai résumé les résultats obtenus dans le cas SST1 égale à 8.5°C.

NBP 98 2 (25/03/98 au 02/04/98)
 SEAWIFS (06/03/98 au 22/04/98)

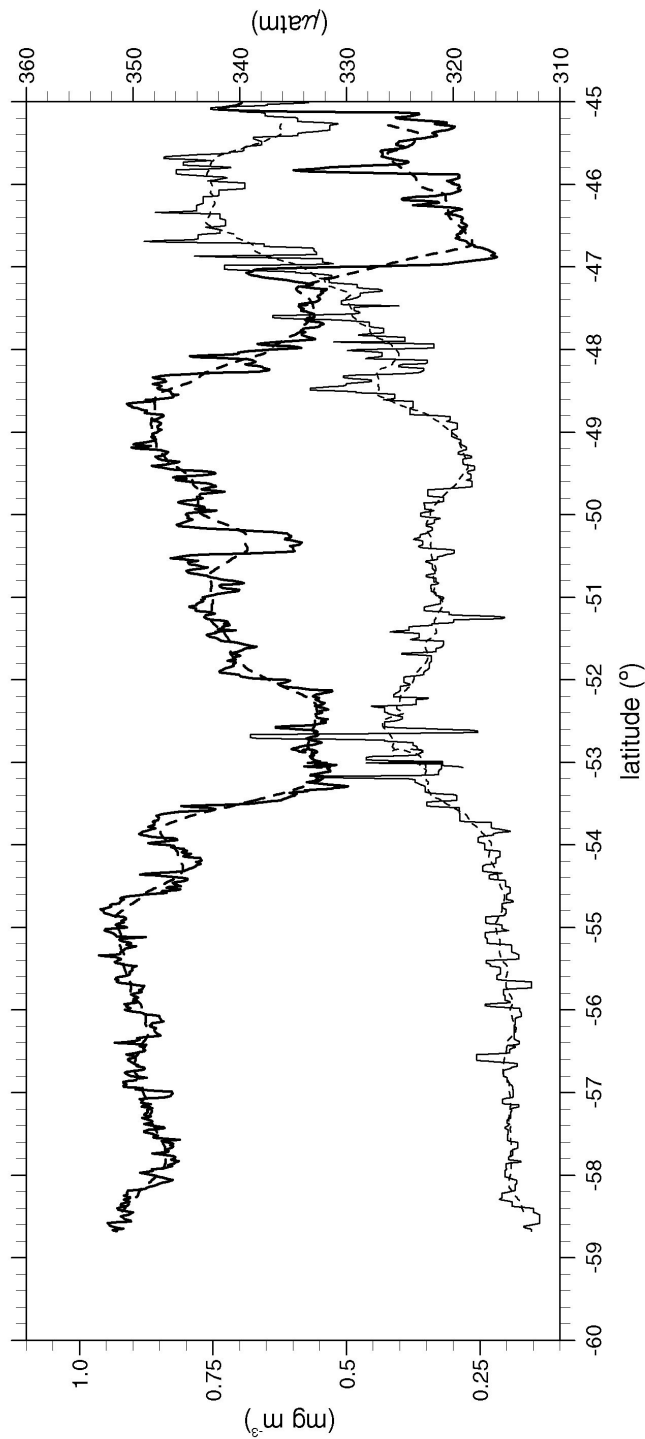


Figure 39 : pCO₂ non moyennées (traits gras continus) et moyennées (traits gras pointillés) en latitude vs latitude, chlorophylle SeaWiFS non moyennée (traits continus) et moyennées (traits pointillés) en latitude vs latitude pour le transect NBP 98 2.

Tableau 14 : statistique des fits dans le cas des données de pCO₂ et de chlorophylle SeaWiFS moyennées, stdfit et std sont en µatm.

		SST < 8.5°C	8.5°C ≤ SST < 12 °C	SST ≥ 12 °C
Campagnes à l'est	printemps	Stdfit=5.4 Std=8.1 R=-0.7	Stdfit=2.7 Std=3.5 R=-0.6	Pas de données
	Eté	Stdfit=6.1 Std=8.0 R=-0.7	Stdfit=10.15 Std=10.5 R=-0.3	Stdfit=6.5 Std=14.6 R=-0.9
	Automne	Stdfit=2.0 Std=2.3 R=-0.4	Stdfit=4.1 Std=5.2 R=-0.6	Stdfit=4.2 Std=7.1 R=-0.8
Campagnes à l'ouest	Printemps	Stdfit=6.8 Std=6.8 R=-0.1	Stdfit=2.7 Std=6.6 R=-0.9	Stdfit=3.7 Std=6.2 R=-0.8
	Eté	Stdfit=8.3 Std=9.3 R=0.5	Stdfit=6.0 Std=8.7 R=-0.7	Stdfit=5.6 Std=6.7 R=-0.6

Par rapport aux résultats obtenus sans utiliser le filtre glissant, le coefficient de corrélation a bien été amélioré et presque partout, le rapport entre stdfit et std a diminué. Donc, il faut utiliser un filtre spatial sur pCO₂ si les chlorophylles SeaWiFS sont moyennées sur de longue période avant d'être colocalisées avec les données de pCO₂ in situ.

D'autre part, j'ai cherché d'autres seuils SST1 et SST2 qui ne soient pas constant mais dépendant de la saison afin de prendre en compte la variation saisonnière de la SST. Les seuils en SST trouvés sont indiqués dans le Tableau 15.

Tableau 15 : valeurs de SST1 et de SST2 qui varient selon la saison.

		SST1	SST2
Campagnes à l'est	Printemps	6°C	10°C
	Eté	8°C	11.5°C
	Automne	8°C	10.5°C
Campagnes à l'ouest	Printemps	6°C	10°C
	Eté	8°C	10.5°C

Puis, les données ont été moyennées en utilisant le filtre glissant précédent. Enfin, j'ai cherché des corrélations entre pCO₂ et la chlorophylle Seawifs colocalisée.

En comparant les résultats obtenus en utilisant un seuil dépendant de la saison (voir Tableau 16) et des seuils fixes pour SST1 et SST2 (voir Tableau 14), je trouve que les résultats sont du même ordre de grandeur. Toutefois, compte tenu de la variation saisonnière de SST, le fait de se servir de seuils en SST dépendant des saisons me paraît plus réaliste que d'utiliser des seuils en SST fixes et indépendants de la saison. Donc, je choisis plutôt les seuils SST1 et SST2 variant selon la saison (ces seuils sont décrits dans le Tableau 15).

Tableau 16 : statistique des fits dans le cas où les seuils en SST varient selon la saison et où les données in situ sont moyennées sur 0.5° en latitude, stdfit et std sont en µatm.

		SST < SST1	SST1 ≤ SST < SST2	SST ≥ SST2
Campagnes à l'est	printemps	Stdfit=1.8 Std=1.97 R=0.4	Stdfit=7.92 Std=9.7 R=-0.6	Pas de données
	Eté	Stdfit=6.2 Std=7.9 R=-0.6	Stdfit=9.8 Std=10.03 R=-0.3	Stdfit=6.76 Std=14.3 R=-0.9
	Automne	Stdfit=2.0 Std=2.2 R=-0.4	Stdfit=4.3 Std=5.4 R=-0.6	Stdfit=3.9 Std=9.5 R=-0.9
Campagnes à l'ouest	Printemps	Stdfit=4.9 Std=5.4 R=-0.4	Stdfit=3.4 Std=3.7 R=-0.4	Stdfit=4.1 Std=4.6 R=-0.4
	Eté	Stdfit=8.3 Std=9.2 R=-0.4	Stdfit=6.2 Std=8.9 R=0.7	Stdfit=4.8 Std=6.3 R=0.7

(b) Choix des relations utilisées pour élaborer les cartes de pCO₂.

Je me sers des relations décrites dans le Tableau 16 auxquelles j'applique un critère restrictif sur le coefficient de corrélation: je garde les régressions uniquement si R est supérieur à 0.5. Dans le cas contraire, je considère que ces relations ne sont pas fiables et j'utilise à la place les valeurs moyennes de pCO₂ dans les zones considérées. De plus, la région ouest ne possède pas de campagne en automne contrairement à la région est. Donc, pour cette saison, je me sers des même relations trouvées dans la région est. Le Tableau 17 montre les relations que j'ai appliquées pour élaborer les cartes de pCO₂ dans le cas du scénario I.

Tableau 17 : récapitulatif des relations utilisées pour créer les cartes de pCO₂ dans le cas du scénario I. La valeur de std ou celle de stdfit est aussi indiquée en gras entre parenthèse.

		SST < SST1 (zone 3)	SST1 ≤ SST < SST2 (zone 2)	SST ≥ SST2 (zone 1)
Campagnes à l'est	printemps	pCO ₂ = 361 μatm (2.0 μatm)	pCO ₂ = -105.*chl. + 383. (7.9 μatm)	Pas de données
	Eté	pCO ₂ = -68.8*chl. + 357. (6.2 μatm)	pCO ₂ = 340 μatm (10.0 μatm)	pCO ₂ = -64.5*chl. + 382. (6.8 μatm)
	Automne	pCO ₂ = 350. μatm (2.2 μatm)	pCO ₂ = -38.4*chl. + 351. (4.3 μatm)	pCO ₂ = -59.4*chl. + 362. (3.9 μatm)
	Hiver	Pas de données		
Campagnes à l'ouest	Printemps	pCO ₂ = 362. μatm (5.4 μatm)	pCO ₂ = 347. μatm (3.7 μatm)	pCO ₂ = 332 μatm (4.6 μatm)
	Eté	pCO ₂ = 353. μatm (9.2 μatm)	pCO ₂ = -76.4*chl. + 359. (6.2 μatm)	pCO ₂ = -72.9*chl. + 355. (4.8 μatm)
	automne	pCO ₂ = 350. μatm (2.2 μatm)	pCO ₂ = -38.4*chl. + 351. (4.3 μatm)	pCO ₂ = -38.4*chl. + 351. (3.9 μatm)
	Hiver	Pas de données		

La carte en haut à gauche de la Figure 40 montre les trois zones définies en utilisant les seuils SST1 et SST2 : SST ≥ SST2 en vert, SST1 ≤ SST < SST2 en jaune et SST < SST1 en bleu) pour le mois de mars 1998. Ces zones sont notées, respectivement, région A, B et C sur la carte.

(c) Elaboration des cartes de pCO₂ et de ΔpCO₂.

Dans l'article, les cartes mensuelles élaborées sont celles allant de décembre 1997 à décembre 1998. Tout d'abord, j'utilise les cartes mensuelles de SST Reynolds à 1° X 1° de résolution sur cette période pour définir les zones 1, 2 et 3 mois par mois. Ensuite, j'applique les relations saisonnières pCO₂-chlorophylle du Tableau 17 sur ces zones pour élaborer des grilles mensuelles de pCO₂ et de ΔpCO₂ de la région étudiée (les cartes de ΔpCO₂ sont déduites des grilles de pCO₂ et des grilles de pCO_{2atm}). Il est à noter que l'erreur sur les pCO₂ extrapolés due à l'utilisation de distributions satellitaires de chlorophylle est comprise dans stdfit car les chlorophylles SeaWiFS sont utilisées à la fois pour élaborer les fits et pour extrapoler pCO₂.

Un exemple de carte de pCO₂ pour le mois de mars 1998 est représenté sur la Figure 41. Les cartes mensuelles de pCO₂ montrent toujours deux caractéristiques principales. D'une part, il existe un gradient nord sud de pCO₂ avec une amplitude plutôt faible. Pour mars 1998, l'amplitude de variation de pCO₂ est au maximum de 20 μatm. Les minimums de pCO₂ (350 μatm) sont observés dans les régions près de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (plus précisément au sud de ces deux îles ainsi qu'à l'est de la Nouvelle-Zélande). D'autre part, aux hautes latitudes, pCO₂ est proche de la valeur de pCO_{2atm} : ces régions sont donc proches de l'équilibre.

Les résultats préliminaires de ce scénario ont fait l'objet d'un poster présenté au cours de la sixième conférence internationale du CO₂ à Sendai (Japon) en Octobre 2001 et d'un résumé étendu (voir annexe).

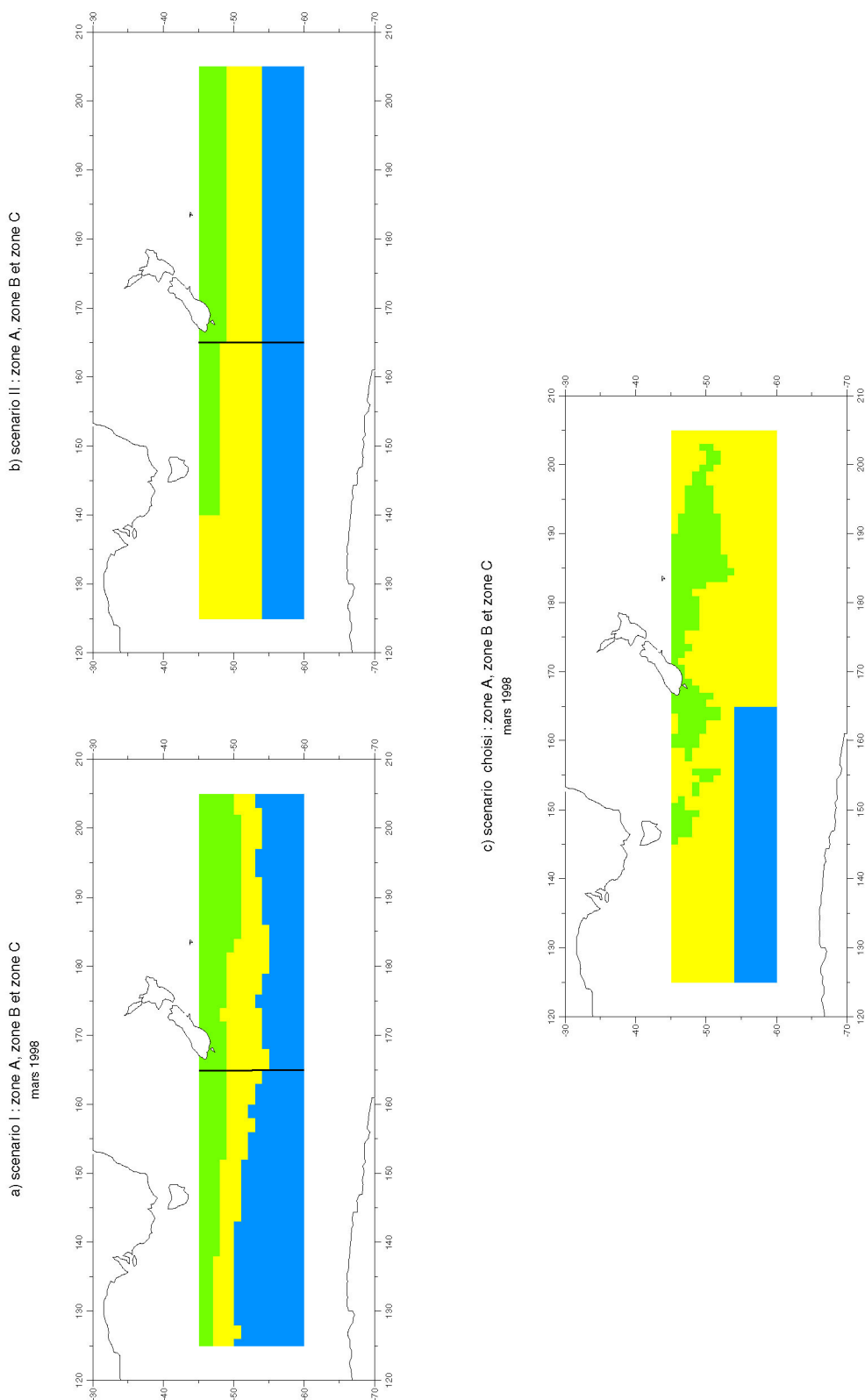


Figure 40 : évolution des zones où sont appliquées les régressions pCO_2 -chlorophylle ou pCO_2 -SST selon les différents scénarios.

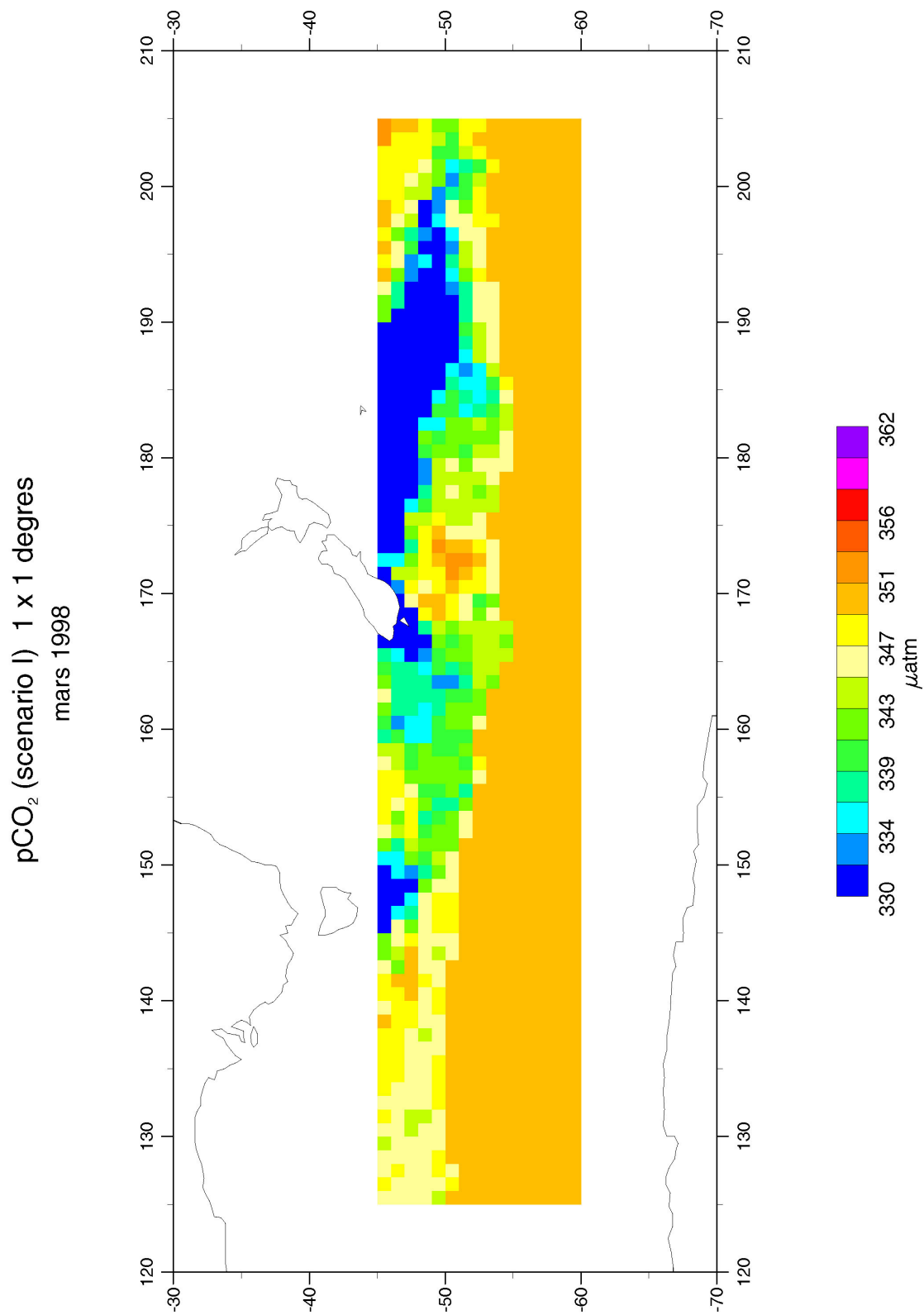


Figure 41 : cartes de pCO₂ à 1° X 1° de résolution pour le mois de mars 1998 (scénario I).

(d) Tests effectués à posteriori.

(i) Elimination de la variation saisonnière de la SST.

Les seuils en SST (SST1 et SST2), trouvés dans le premier scénario, changent d'une saison à l'autre. Ceci est du principalement à la variation saisonnière de la température : les températures sont plus élevées en été qu'en hiver. Ainsi, si la variation saisonnière de la SST était soustraite, il serait théoriquement possible d'obtenir des seuils en SST fixes.

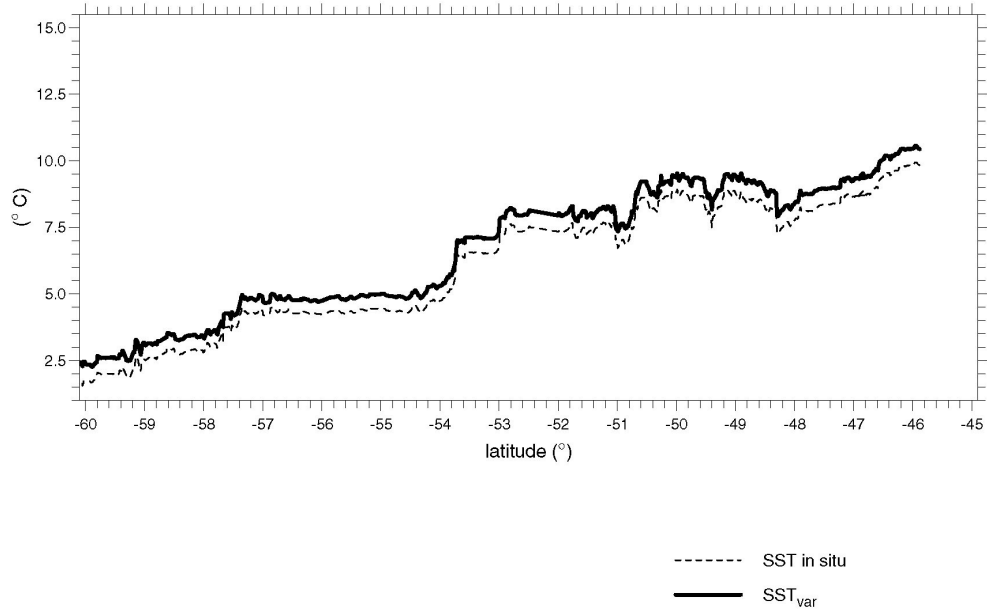
Une manière de quantifier la variation saisonnière de la SST est de se servir de cartes de SST climatologique. J'ai utilisé des cartes mensuelles de SST Reynolds moyennées sur 15 ans (de 1982 à 1996) présentes au LODYC sous forme de grille à 1 X 1 degrés de résolution. J'ai estimé la variation saisonnière de la SST comme la différence entre les cartes mensuelles de SST Reynolds climatologiques avec la carte annuelle de SST Reynolds climatologique (moyenne sur 15 ans x 12 mois) puis j'ai corrigé les mesures de la SST de chaque campagne de cette variation saisonnière (après avoir colocalisé les cartes de variations saisonnières de SST avec les données in situ campagne par campagne). J'obtiens ainsi une nouvelle variable SST_{var} , indépendante de la variation saisonnière de la SST.

La Figure 42 montre la variation de SST_{var} et celle de la SST en fonction de la latitude pour une campagne au printemps (NBP 97 8) et une autre en été (trajet aller de RR KIWI 9). Le seul cas où la variation saisonnière est négative (c'est-à-dire que la courbe de SST_{var} est au dessus de celle de la SST in situ) se produit pour les campagnes au printemps sinon elle est toujours positive. De plus la variation saisonnière est plutôt faible : elle varie de -1.5°C au printemps pour le transect aller de la campagne Astrolabe à 3°C en été pour le transect aller de la campagne RR KIWI 9.

J'ai étudié les données des campagnes afin de trouver des seuils fixes en SST_{var} en appliquant les mêmes critères que pour le scénario I (gradient en SST_{var} et en $p\text{CO}_2$) et finalement, j'ai trouvé un seuil fixe en SST_{var} à 6.5°C (seuil SST_{var1}) mais pas de seuil fixe en SST correspondant à SST2 du scénario précédent. Le seuil trouvé a été fixé arbitrairement et les gradients en SST et en $p\text{CO}_2$ correspondant sont très proches en latitude de ceux trouvés pour le seuil SST1 du scénario I.

Le Tableau 18 indique la correspondance en latitude de SST_{var1} et des fronts SAF climatologiques de [Belkin and Gordon, 1996] et de [Orsi et al., 1995]. Le seuil SST_{var1} est plutôt proche du SAF de [Orsi et al., 1995] pour les campagnes AESOPS mais pas pour les campagnes Astrolabe (dans ce cas, il est proche de celui de [Belkin and Gordon, 1996]).

NBP 97 8
06/11/97 au 11/11/97



RR KIWI 9 aller
13/02/98 au 26/02/98

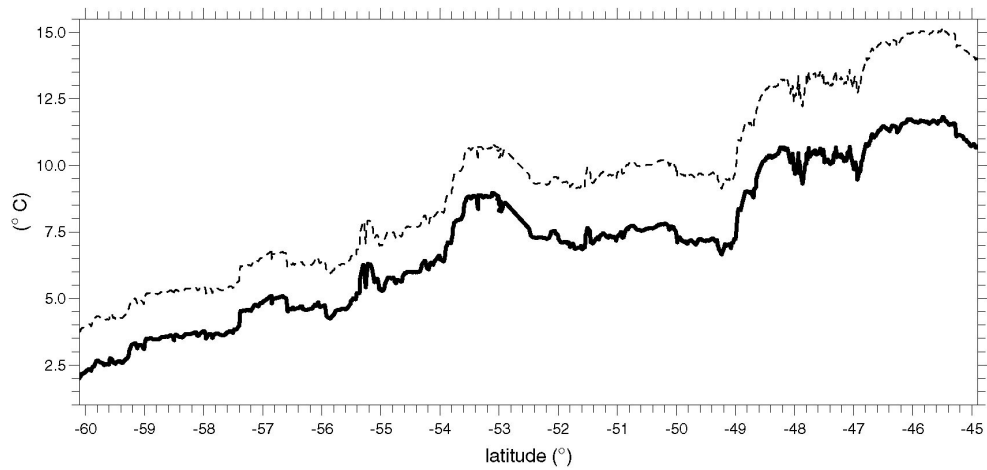


Figure 42 : SSTvar vs latitude et SST vs latitude pour NBP 97 8 (printemps) et pour le premier transect de RR KIWI 9 (été).

Tableau 18 : latitude de SST_{var1} et des fronts climatologiques pour chaque campagne.

		Correspondance en latitude du seuil à 6.5°C pour SST _{var1}	Fronts climatologiques	
			SAF de [Orsi et al., 1995]	SAF de [Belkin and Gordon, 1996]
Campagnes AESOPS				
NBP 97 8		53.5°S	56°S	50°S
RR KIWI 8	Trajet aller	54°S	56°S	50°S
	Trajet retour	54°S	56°S	50.5°S
RR KIWI 9	Trajet aller	54°S	56°S	50°S
	Trajet retour	53.5°S	56°S	50°S
NBP 98 2		53.5°S	56°S	50°S
Campagnes Astrolabe				
Trajet aller		51.5°S	53.5°S	52°S
Trajet retour		51.5°S	53.5°S	52°S

(ii) Tests en utilisant pCO₂ à température constante.

J'ai recherché une possible corrélation entre la chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO₂ à température constante (7.5°C ici). En corrigeant pCO₂ de l'effet thermodynamique, pCO₂(7.5°C) est une nouvelle variable qui traduit les variations du contenu total en carbone inorganique dissous à la surface de l'océan.

Comme décrit dans l'article, je me suis servi de l'Équation 12, des données de pCO₂ et de SST in situ de chaque campagne pour calculer pCO₂ à température constante (pCO₂(7.5°C)). SST₁ de la formule de l'Équation 12 correspond ici à la moyenne annuelle de la SST climatologique sur la zone d'étude. Cette valeur est égale à 7.5°C. J'ai alors comparé les résultats obtenus à ceux obtenus en corrélant pCO₂ et SST et pCO₂ et la chlorophylle

Le Tableau 19 résume les résultats que j'ai obtenus pour les trois types de régressions dans le cas où SST_{var} est supérieure à 6.5°C. Je n'ai pas donné les statistiques des fits dans l'autre cas (SST_{var} < 6.5°C) car stdfit est toujours du même ordre que std (les régressions n'apportent aucune amélioration). Il est à noter que malgré le fait que les coefficients de corrélation R des fits chl vs pCO₂(7.5°C) soient toujours supérieurs à ceux des fits chl vs pCO₂, stdfit dans ce cas n'est pas du tout amélioré par rapport à ceux des fits chl vs pCO₂. Cela est dû au fait que le coefficient de corrélation est influencé par la variabilité du paramètre utilisé dans la régression. Or pCO₂(7.5°C) varie sur une plus large gamme que pCO₂ (respectivement, entre 210 et 400 µatm et entre 270 et 395 µatm pour pCO₂(7.5°C) et pour pCO₂). En effet pCO₂ varie peu avec la SST de sorte que corriger de l'effet thermodynamique introduit une forte variation de pCO₂ avec la SST. De plus, la chlorophylle et la SST sont corrélées (voir tableau) : les régions avec de fortes valeurs de chlorophylle sont associées aux eaux chaudes. Ainsi, en corrigeant pCO₂ de l'effet thermodynamique, une corrélation artificielle est créée entre pCO₂ et la chlorophylle. Le fait que pCO₂ varie peu avec la SST vient du fait que l'effet de mélange n'a pas été pris en compte dans ce raisonnement. Dans la région prise pour chercher des corrélations, je trouve des pentes presque toujours négatives entre pCO₂ et la SST indiquant que l'effet dominant influant sur la variation spatiale de pCO₂ n'est pas l'effet thermodynamique mais qu'il y a aussi l'effet de mélange : les pentes faibles indiquent qu'au premier ordre que les deux effets se compensent plus ou moins. Cette discussion est aussi présente dans l'article. Au vu des résultats médiocres sur stdfit, je n'utiliserai pas la variable pCO₂(7.5°C) pour rechercher des corrélations par la suite.

La comparaison entre les statistiques des régressions entre SST et pCO₂ et entre chlorophylle et pCO₂ montre que les premiers fits sont légèrement meilleurs que les seconds. Donc, je peux utiliser indifféremment soit des fits en chlorophylle soit des fits en SST dans cette région.

Tableau 19 : statistique des fits chl vs pCO₂, chl vs pCO₂(7.5°C) et SST vs pCO₂ dans le cas où SST_{var} ≥ 6.5°C, stdfit(6.5°C), stdfit et std sont en µatm,

		Fits chl vs pCO ₂	Fits chl vs pCO ₂ (7.5°C)	vs	Fits SST vs pCO ₂
Campagnes AESOPS	Printemps	Stdfit=8.6 R=-0.6	Stdfit=17.4 R=-0.6		Stdfit=5.5 R=-0.8
		Std=10.3			
	Eté	Stdfit=13.2 R=-0.3	Stdfit=18.2 R=-0.8		Stdfit=13.2 R=0.3
		Std=13.7			
	Automne	Stdfit=5.3 R=-0.9	Stdfit=12.7 R=-0.9		Stdfit=4.8 R=-0.9
		Std=11.4			
Campagnes Astrolabe	Printemps	Stdfit=7.8 R=-0.7	Stdfit=22.0 R=-0.9		Stdfit=7.2 R=-0.6
		Std=9.2			
	Eté	Stdfit=7.1 R=-0.7	Stdfit=21.4 R=-0.8		Stdfit=6.3 R=-0.8
		Std=10.3			

Remarques : - stdfit représente l'écart type de la différence entre les pCO₂ in situ et les pCO₂ calculés avec l'une des régressions et éventuellement ramenés à SST in situ grâce à l'Équation 12.
- std représente l'écart type des données de pCO₂ in situ.

(4) Scénario II.

(a) Principe.

Le principal défaut du scénario précédent est que seules des régressions entre pCO₂ et la chlorophylle SeaWiFS colocalisée ont été considérées. Ainsi, la variabilité de pCO₂ est supposée ne dépendre que de celle de la chlorophylle. Ceci est sûrement vrai au premier ordre dans les zones de fortes concentrations en chlorophylle près de la Nouvelle-Zélande et de la Tasmanie (présence d'un panache en chlorophylle quasiment toute l'année) dans lesquelles la biologie contrôle une grande partie de la variabilité du pCO₂. Mais cela reste très discutable dans les zones où la concentration en chlorophylle est faible. En conséquence, j'ai cherché par la suite des corrélations possibles entre pCO₂ et la chlorophylle et entre pCO₂ et la SST en partant de l'idée que les corrélations pCO₂ - chlorophylle devraient être plus plausibles dans les zones de fortes concentrations en chlorophylle et que celles entre pCO₂ et la SST plus plausibles dans les régions pauvres en chlorophylle.

Je me suis servi de grilles de chlorophylle SeaWiFS hebdomadaires à 9 km X 9 km de résolution puis, j'ai effectué une colocalisation entre les données de chlorophylle SeaWiFS extraites de ces cartes et les données de pCO₂ in situ campagne par campagne sur la même période temporelle. Les données de pCO₂ in situ ont auparavant été moyennées sur 0.08° en latitude et en longitude afin d'obtenir une résolution spatiale proche de celle des données de chlorophylle SeaWiFS (pCO₂(9km)). J'ai utilisé le programme coloc.pro décrit dans le paragraphe sur les données de chlorophylle SeaWiFS (partie III.B.4.b)(2)(c)(i)). Les données de chlorophylle SeaWiFS ainsi colocalisées sont appelées par la suite chlorophylle SeaWiFS colocalisées exactement.

(b) Description des relations utilisées pour élaborer les cartes mensuelles de pCO₂ extrapolées.

(i) Choix des limites en latitudes lat1 et lat2.

Dans la suite, je n'ai plus utilisé de seuil en SST_{var} ou en SST pour délimiter mes zones. Pour la région étudiée, le front subantarctique le plus utilisé dans la littérature est celui de [Orsi et al., 1995]. En étudiant les différents transects, il ne m'a pas été possible de trouver des gradients latitudinaux clairs en SST et en pCO₂ correspondant à la position de ce front climatologique. Toutefois, un fort gradient est observé plus au nord dont la position varie entre 53.5°S et 54°S selon la campagne (voir figures des chapitres III.B.4.b)(1)(c) et III.B.4.b)(1)(d)). Ainsi, le seuil SST_{var1} est proche de la position supposée de ce front en SST pour les campagnes AESOPS mais se trouve plus au nord pour les campagnes Astrolabe. C'est la principale raison pour laquelle je n'ai pas utilisé SST_{var1} comme seuil pour séparer les données de pCO₂ in situ en deux régions. J'ai finalement choisi, dans le scénario II, la valeur du seuil en latitude (lat2) égale à 54°S pour les campagnes à l'est et à l'ouest.

Je recherche des corrélations possibles entre SST et pCO₂ sur toute la zone et entre la chlorophylle SeaWiFS colocalisée exactement et pCO₂ dans la région au nord de lat2 (dans les tests précédents je n'avais pas trouvé de régressions linéaires au sud de SST_{var1} et je suppose que cela reste valable ici bien que les données de chlorophylle utilisées précédemment n'aient pas été colocalisées de la même manière). Dans un premier temps, je recherche un seuil en latitude pour séparer les régions riches en chlorophylle des régions pauvres au nord de lat2. Les régions riches en chlorophylle sont supposées être près de la Nouvelle-Zélande et de la Tasmanie. J'applique arbitrairement un seuil en latitude à 49°S pour les campagnes à l'est et à 48°S pour les campagnes à l'ouest pour séparer les régions riches en chlorophylle des autres régions. Ce seuil est appelé par la suite lat1.

(ii) Fits SST - pCO₂ et chlorophylle - pCO₂ choisis.

J'appelle la région riche en chlorophylle (au nord de lat1) la région A, la région comprise entre lat1 et lat2, la région B et la région au sud de lat2 la région C. Puis, dans ces régions, je recherche de possibles corrélations entre chlorophylle SeaWiFS colocalisée exactement et pCO₂ et entre SST et pCO₂. J'ai regroupé différemment les données entre elles à l'intérieur des deux régions A et B : campagnes par campagnes, saisons par saison en séparant, ou non, les données des campagnes à l'est de celles à l'ouest, toutes les campagnes ensemble, ...etc. J'ai adopté la même définition des saisons que celle de [Moore and Abott, 2000] (décembre à février pour l'été, mars à mai pour l'automne, juin à août pour l'hiver et septembre à novembre pour le printemps). J'ai privilégié, dans un premier temps, un regroupement des données par saison en faisant l'hypothèse que les variations de pCO₂ vis-à-vis de la SST et de la chlorophylle avaient une variation saisonnière. Toutefois, les données ayant de grandes variations spatiales, il n'a pas été possible de confirmer (ni d'infirmer) cette hypothèse. Finalement, j'ai trouvé des corrélations négatives entre la chlorophylle et pCO₂ dans la région A et entre la SST et pCO₂ dans la région B. Le résumé la position en latitude des seuils lat1 et lat2.

Tableau 20 : principales caractéristiques du scénario II.

Région	Zone à l'ouest	Zone à l'est	Type de la régression	
A	45°S à lat1	Lat1 = 48°S	Lat1 = 49°S	pCO ₂ vs chl.
B	lat1 à lat2	Lat2 = 54°S	Lat2 = 54°S	pCO ₂ vs SST
C	lat2 à 60°S			Pas de fit

Dans la région A, j'ai obtenu les meilleurs résultats dans le cas où j'ai regroupé ensemble les données AESOPS et Astrolabe en été et en automne. L'ajout des données de pCO₂ au printemps n'améliorait pas le fit (voir Tableau 21). De plus, le nombre de données étant faible pour les campagnes à l'ouest (26 points) et à l'est (9 points) au printemps, je n'ai pas tenu compte des résultats obtenus à partir de ces données.

Tableau 21 : statistique des fit chl - pCO₂ dans la région A (cas toutes les campagnes ensemble et regroupement choisi des données), stdfit et std sont en µatm.

	Régression entre chlorophylle et pCO ₂ dans la région A
Cas toutes les campagnes ensemble	Stdfit=11.5 Std=17.6 R=-0.8
Cas campagnes AESOPS et Astrolabe en été et en automne ensemble	Stdfit=11.8 Std=18.8 R=-0.8

Dans la région B, j'ai finalement trouvé les meilleures corrélations possibles entre la SST et pCO₂ en regroupant séparément les données des campagnes à l'est et à l'ouest. Dans le Tableau 22, j'ai comparé les résultats obtenus dans le cas où je regroupe toutes les campagnes ensemble et dans le cas où j'ai obtenus les meilleures corrélations. Le fait d'assembler toutes les campagnes ne permet pas d'améliorer la qualité des régressions linéaires.

Tableau 22 : statistiques des fits SST - pCO₂ dans la région B (cas toutes les campagnes ensembles et regroupements choisis), stdfit et std sont en µatm.

	Régression entre SST et pCO ₂ dans la région B
Cas toutes les campagnes ensemble	Stdfit=7.8 Std=9.5 R=-0.6
Cas campagnes AESOPS ensemble	Stdfit=7.5 Std=9.0 R=-0.6
Cas campagnes Astrolabe ensemble	Stdfit=6.1 Std=7.4 R=-0.6

(iii) Relations choisies pour extrapoler pCO₂.

L'étude des cartes annuelles de chlorophylle SeaWiFS pour l'année 1998 et 1999 montre que la concentration de la chlorophylle est toujours faible (inférieure à 0.3 mg m⁻³) dans la zone au nord de 49°S et à l'ouest de 140°E donc, il est vraisemblable que ce qui est observé dans la région riche en chlorophylle (région A) au nord de 49°S sur les campagnes Astrolabe, est limitée à l'ouest à 140°E. Ainsi, la région A comprend les régions au nord de lat1 à l'exception de la zone à l'ouest de 140°E et la région B, les régions entre lat1 et lat2 et la zone exclue précédemment. Enfin, la région C représente la zone au sud de lat2. En outre, je défini aussi 165°E (latitude correspondant au milieu de la zone d'étude) comme la limite entre la région est et la région ouest. La carte en haut à droite de la Figure 40 au chapitre III.B.4.c)(3)(c) montre les trois zones définies en utilisant les seuils en latitudes (lat1 et lat2) et en longitudes décrits ci-dessus (région A en vert, région B en jaune et région C en bleu) pour toute l'année 1997-1998.

Le Tableau 23 résume les relations choisies pour élaborer les cartes de pCO₂ extrapolé dans la région d'étude et la Figure 43 montre les régressions linéaires entre chlorophylle et pCO₂ et entre SST et pCO₂ dans chaque région. Ces trois régressions admettent toutes une pente négative. Pour le fit entre la chlorophylle et pCO₂, les fortes valeurs de chlorophylle sont ainsi associées aux faibles valeurs de pCO₂ et inversement. Ainsi, dans la région riche en chlorophylle, l'effet dominant est la biologie : une augmentation de la chlorophylle est associée à une augmentation de la biologie. Or quand l'activité biologique augmente (l'apport en nutritif est supposé ici suffisant), le contenu en carbone dans la couche euphotique diminue. Cela entraîne une baisse de la valeur de pCO₂. Pour les fits entre la SST et pCO₂, l'effet dominant ne peut pas être uniquement l'effet thermodynamique car dans ce cas, les pentes devraient être inversées et proche de 4.23% °C⁻¹. Les basses valeurs de pCO₂ associées aux fortes valeurs de la SST peuvent s'expliquer par le mélange (vertical et/ou horizontal) avec des masses d'eau plus chaudes mais pauvres en pCO₂. Ainsi, l'effet thermodynamique est plus ou moins compensé par l'effet de mélange. Il est à noter que les pentes des deux fits ne sont pas du tout les mêmes indiquant sûrement un phénomène de mélange plus intense dans la région ouest que dans la région est.

Comme dans le cas du scénario précédent, j'utilise les régressions linéaires trouvées dans une zone donnée pour extrapoler pCO₂ dans la dite zone. Si aucun fit n'a pu être établi pour une zone, alors je considère que pCO₂ est constant (la valeur moyenne des données de pCO₂ in situ mesurée dans la zone considérée). C'est le cas au printemps pour la région A et C, en été et en automne pour la région C. Pour cette dernière saison, aucune donnée in situ n'est disponible dans la région C à l'ouest. En conséquence, je suppose que la valeur de pCO₂ à l'ouest est la même que celle à l'est. En outre, ne disposant pas de campagnes en hiver, j'ai choisi arbitrairement la valeur de pCO₂ dans chaque région afin d'obtenir des cartes de pCO₂ sur une année. Dans la région C, je la prends constante et correspondant à la moyenne des valeurs de pCO₂ au printemps et en automne. Dans la région B, je suppose que le fit choisi reste valable aussi en hiver.

Tableau 23 : récapitulatif des relations utilisées pour créer les cartes de pCO₂ dans le cas du scénario II. La valeur de std ou celle de stdfit est aussi indiquée en gras entre parenthèse sauf pour l'hiver (pas de données).

	Saisons	Zone à l'ouest	Zone à l'est
Région A	Printemps	pCO ₂ = 337 μatm (8.5 μatm)	pCO ₂ = 334 μatm (5.4 μatm)
	Été et automne	pCO ₂ = -50.33*chl + 361.60 (11.8 μatm)	
	Hiver	pCO ₂ = 337 μatm	
Région B	Toutes les saisons	pCO ₂ = -1.79*SST + 360.36 (6.1 μatm)	pCO ₂ = -6.68*SST + 400.44 (7.5 μatm)
Région C	Printemps	pCO ₂ = 357 μatm (4.0 μatm)	pCO ₂ = 361 μatm (2.8 μatm)
	Été	pCO ₂ = 357 μatm (6.5 μatm)	pCO ₂ = 342 μatm (8.3 μatm)
	Automne	pCO ₂ = 350 μatm (2.3 μatm)	
	Hiver	pCO ₂ = 354 μatm	

Remarques : - la valeur de pCO₂ prise pour l'hiver dans la région A correspond au croisement du fit des données AESOPS et Astrolabe ensemble au printemps et de celui regroupant les données de toutes les campagnes en automne (voir description ci dessous).

- la valeur de pCO₂ prise pour l'hiver dans la région C correspond à la moyenne de la valeur de pCO₂ au printemps et de celle de pCO₂ en automne.

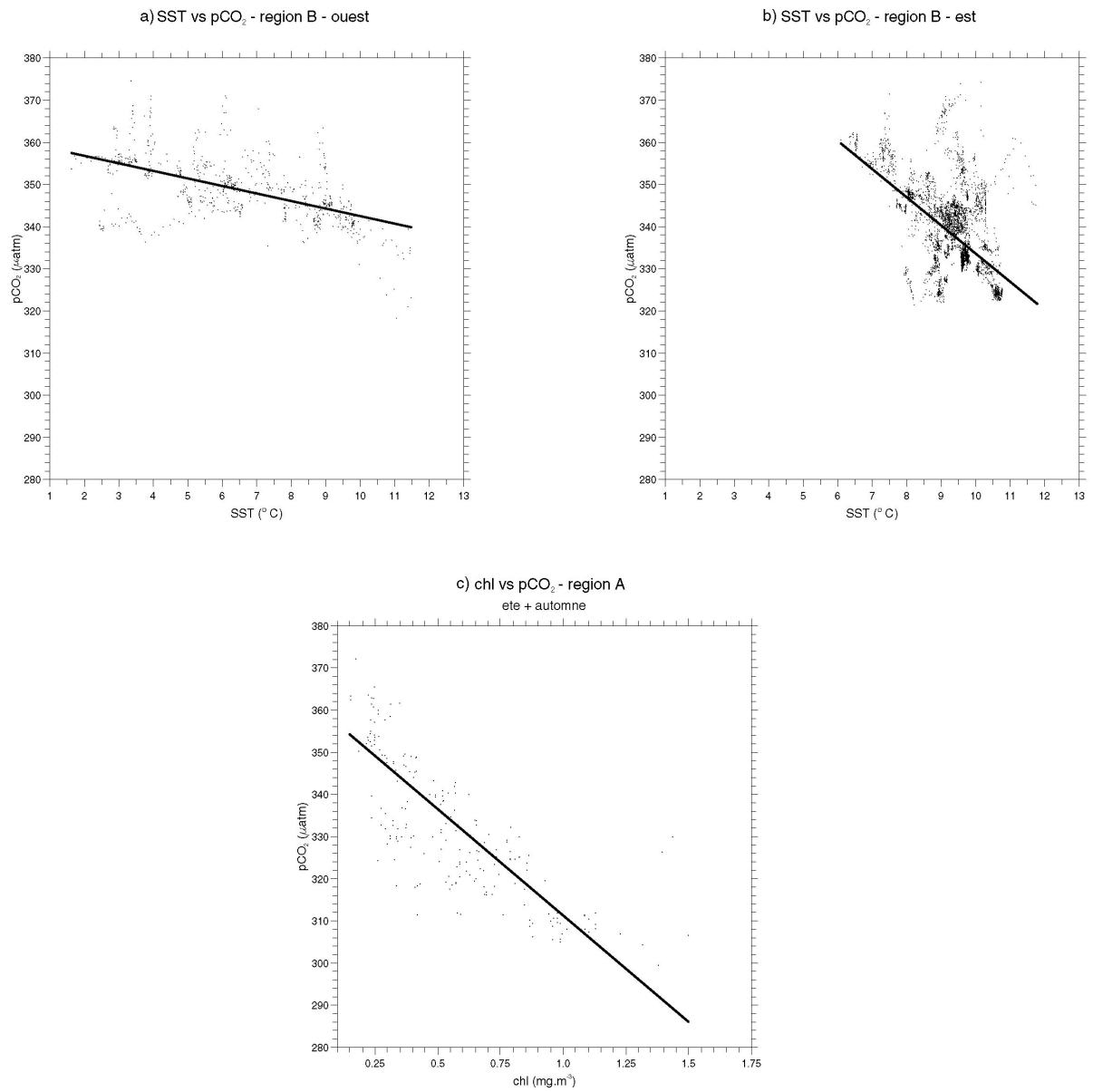


Figure 43 : diagramme de dispersion chl vs pCO₂ et SST vs pCO₂ dans la région A et B pour scénario II.

Dans la zone A, je me sers de deux fits pour définir la valeur de $p\text{CO}_2$ en hiver : la régression linéaire entre la chlorophylle et $p\text{CO}_2$ estimée à partir des données de toutes les campagnes au printemps et celle estimée à partir de toutes les campagnes en automne.

La Figure 44 montre ces deux fits ensemble. Bien que le fit au printemps soit de mauvaise qualité (c'est pourquoi je n'ai pas pris de fit à cette saison), ce fit peut quand même me servir à définir une valeur de $p\text{CO}_2$ en hiver. En automne, il n'est pas rare de trouver des blooms qui entraînent une activité biologique importante donc de fortes valeurs de chlorophylle associées à de faibles valeurs de $p\text{CO}_2$ (cela correspond sur la Figure 44 à la partie droite de la régression en automne). A partir de la fin de l'automne, la durée du jour diminue. De plus, la profondeur de la couche de mélange augmente entraînant pour le phytoplancton une exposition à la lumière plus courte d'où une diminution de l'activité biologique et de la chlorophylle. Sur la figure, cela correspond au passage de la partie droite à la partie gauche du fit en automne. Dès la fin de l'hiver, la profondeur de la couche de mélange diminue et se stratifie. De plus, la durée d'ensoleillement augmente et entraîne l'apparition de bloom printanier. Donc l'activité biologique s'accroît (la concentration en chlorophylle augmente en même temps) et $p\text{CO}_2$ diminue. Sur la figure, ceci se traduit par le passage de la partie gauche à la partie droite du fit au printemps. En conclusion, je prends $p\text{CO}_2$ constant en hiver et cette constante correspond à la valeur prise par $p\text{CO}_2$ au croisement des fits au printemps et en automne pour les faibles valeurs de chlorophylle.

(c) Elaboration des cartes de $p\text{CO}_2$ et de $\Delta p\text{CO}_2$.

J'utilise les cartes mensuelles de chlorophylle SeaWiFS à 1 X 1 degrés de résolution, les cartes mensuelles de SST Reynolds à la même résolution et les relations du Tableau 23 pour élaborer les cartes mensuelles de $p\text{CO}_2$ extrapolée sur la région étudiée de décembre 1997 à décembre 1998. L'utilisation de distributions de SST Reynolds pour élaborer ici nos cartes extrapolées introduit des erreurs sur les $p\text{CO}_2$ extrapolées qui sont dues au fait que seules les SST in situ ont été utilisées pour élaborer nos relations $p\text{CO}_2$ -SST. Comme indiqué dans le manuscrit soumis, j'ai colocalisé les SST Reynolds issues de champs hebdomadaires à 1° de résolution avec les SST mesurées lors des campagnes AESOPS et Astrolabe afin de quantifier ces erreurs. J'ai trouvé un biais moyen entre ces données de 0.03°C et un écart type de leur différence égale à 0.78°C pour 15355 points (données non moyennées). Ceci entraîne une erreur sur les $p\text{CO}_2$ extrapolées de l'ordre de 1.0 à 2.1 μatm .

Un exemple de carte de $p\text{CO}_2$ extrapolée pour le mois de mars 1998 est montré sur la Figure 45. Je retrouve les mêmes caractéristiques que pour les cartes de $p\text{CO}_2$ élaborées pour le scénario I. D'une part, un gradient nord-sud assez faible (20 μatm environ) et d'autre part, $p\text{CO}_2$ est minimum près de la Tasmanie et la Nouvelle-Zélande (350 μatm environ). Les principales différences ont lieu dans la région B du scénario II (elles peuvent atteindre jusqu'à des valeurs proches de 10 μatm). Ceci peut s'expliquer par le fait que dans cette région, j'utilise des fits en SST pour le scénario II alors que seuls des fits en chlorophylle sont utilisés pour le scénario I.

Les cartes mensuelles de $\Delta p\text{CO}_2$ à la résolution de 1 X 1 degrés de résolution de décembre 1997 à décembre 1998 sont déduites des cartes de $p\text{CO}_2$ extrapolée et de $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ à la même résolution spatiale et temporelle.

fits chl vs pCO₂ au printemps et à l'automne dans la région A

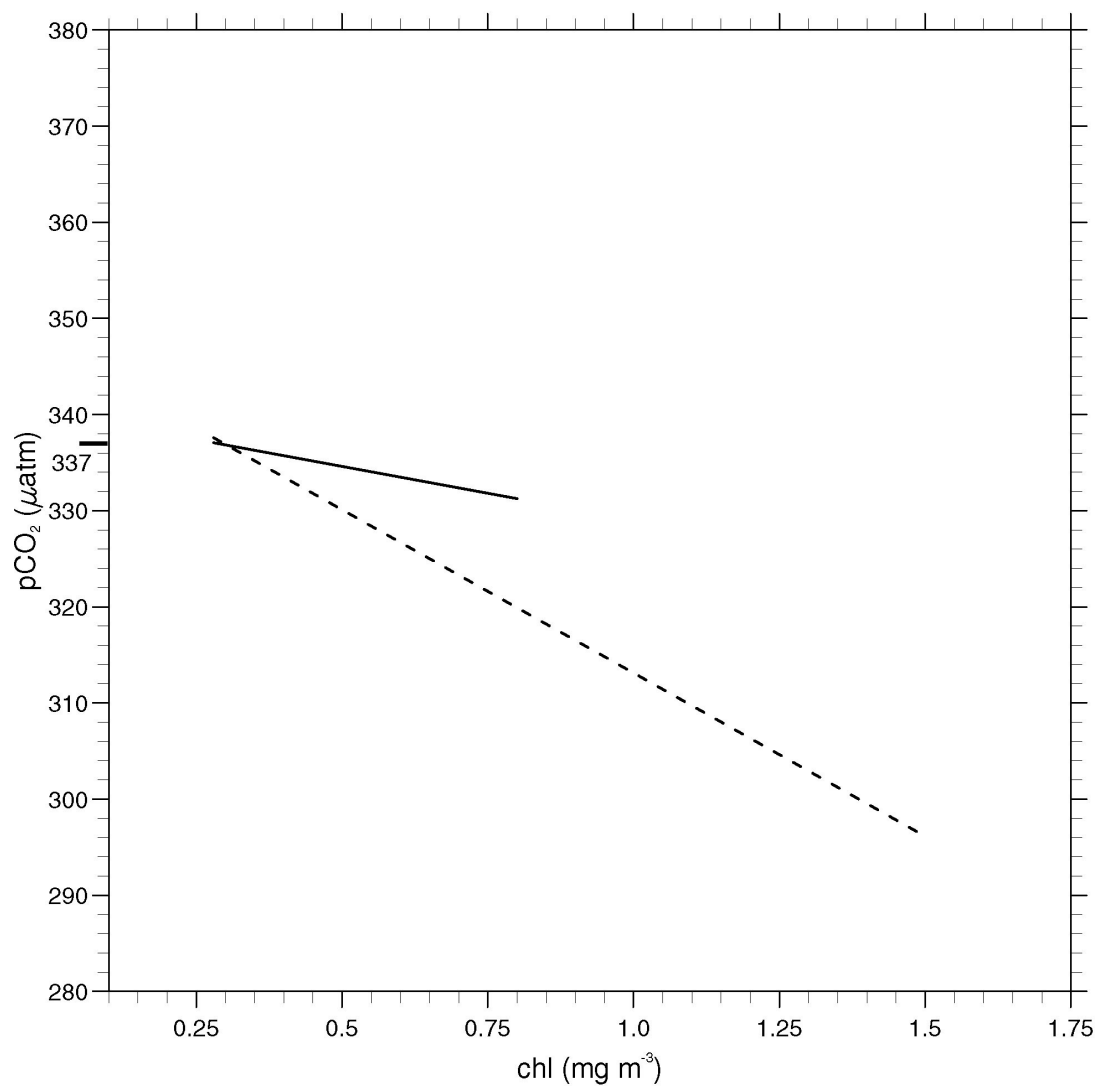


Figure 44 : fits chl vs pCO₂ au printemps (traits continus), et à l'automne (traits pointillés) dans la région A (données AESOPS et Astrolabe ensemble). La valeur en hiver a été prise à 337 µatm (voir texte).

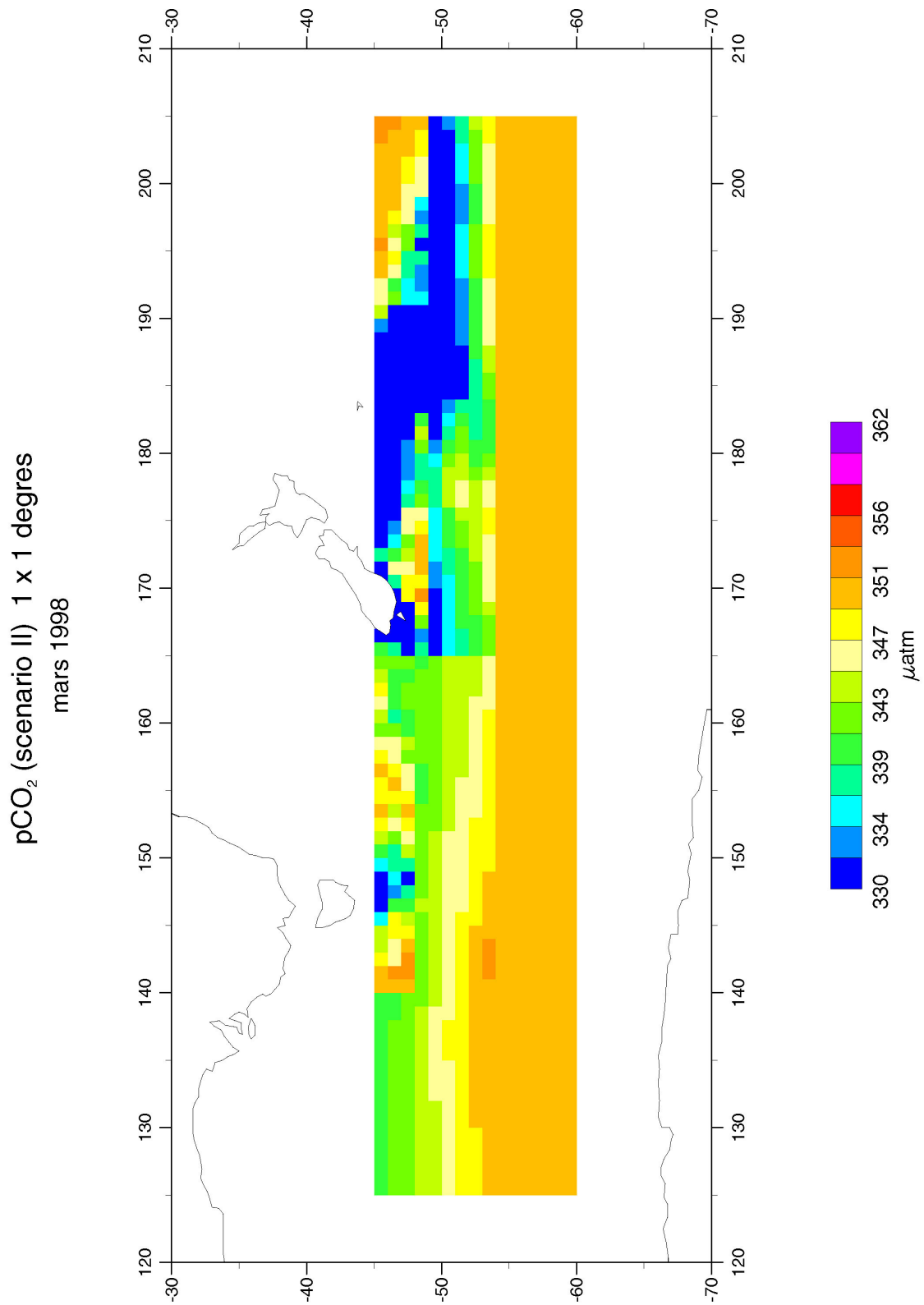


Figure 45 : carte de pCO₂ extrapolée dans région d'étude à 1 X 1 degrés de résolution pour le mois de mars 1998 (scénario II).

En conclusion, dans le scénario II, j'applique des fits en chlorophylle sur des cartes de chlorophylle SeaWiFS dans la région A (région riche en chlorophylle au nord de lat1), des fits en SST sur des cartes de SST Reynolds dans la région B (entre lat1 et lat2) et une valeur constante variant saisonnièrement dans la région C (sud de lat2) pour élaborer des cartes de pCO₂ extrapolé sur la région d'étude (125°E – 155°O ; 45°S – 60°S) de décembre 1997 à décembre 1998.

Les résultats de ce scénario ont été présentés sous forme d'un poster présenté au cours d'un workshop (intitulé "global ocean productivity and the fluxes of carbon and nutrients : combining observations and models") à Ispra (Italie) en juin 2002.

(5) Scénario choisi.

(a) Principe et résumé.

Dans le scénario précédent, la frontière entre les régions riches en chlorophylle (région A) et les autres régions a été définie à partir de seuils en latitude. Or, l'observation de nombreuses images de Chlorophylle SeaWiFS ont montré que les zones de fortes concentrations en chlorophylle (appelées panaches de chlorophylle) près de la Nouvelle-Zélande et de la Tasmanie sont difficilement définies avec seulement des seuils en latitude. L'utilisation de ce type de seuils est ainsi le principal défaut du scénario II. Pour mettre au point ce nouveau scénario, je me suis servi d'un seuil défini à partir de la concentration en chlorophylle SeaWiFS colocalisée exactement afin de séparer les régions riches en chlorophylle des autres zones. Ce scénario a été décrit en détail dans l'article donc je ne reviendrai pas sur sa description ici. Je donnerai simplement les principales différences avec le scénario précédent. D'une part, les régions A, B et C ne sont pas les mêmes. Dans ce scénario, les régions riches en chlorophylle sont définies grâce à un seuil arbitraire en chlorophylle égal à 0.37 mg m⁻³. En fait, les limites de la région A sont déduites de ce seuil en chlorophylle et de cartes mensuelles de chlorophylle SeaWiFS à 1 X 1 degrés de résolution. Ainsi, la surface de la région A varie d'un mois à l'autre. Au contraire, la région C reste toujours la même et est définie comme la zone (125°E – 165°E ; 54°S – 60°S). Enfin, le reste de la région d'étude est appelé la région B. Ses frontières aussi varient mois par mois. Il est à noter que le front polaire de [Belkin and Gordon, 1996] se situe pratiquement entre la région B et la région C (voir figure 1a du manuscrit [Rangama et al., 2004] en annexe). La Figure 40 au chapitre III.B.4.c(3)(c) représente l'évolution des zones A, B et C (région A en vert, région B en jaune et région C en bleu) selon le scénario considéré pour le mois de mars 1998. La carte en bas de cette figure montre ces trois régions dans le cas de ce scénario. Il est à noter que pour le mois de mars 1998, la limite la plus au sud de la zone A (région riche en chlorophylle) dans ce scénario est de 54°S à l'est alors qu'elle était toujours de 49°S dans le scénario II. Ceci illustre l'importance de tenir compte de la variation saisonnière du contenu en chlorophylle de la région d'étude afin de déterminer les limites de la zone riche en chlorophylle.

D'autre part, les relations choisies dans ce scénario sont différentes de celles du scénario précédent. Dans la région A, un fit annuel entre la chlorophylle et pCO₂ a été choisi, la séparation en saison n'apportant plus d'amélioration significative contrairement au scénario II. Dans la région B, des fits saisonniers et un fit pour le mois de janvier (été) entre la SST et pCO₂ ont été retenus. Toutefois, pour la région C, j'ai repris les mêmes constantes pour pCO₂ que dans la partie ouest de la région C du scénario II. Les relations choisies dans ce scénario sont indiquées dans le tableau 2 de l'article.

Les cartes mensuelles de pCO₂ et de ΔpCO₂ ont été élaborées de décembre 1997 à décembre 1998 en appliquant la même méthode décrite dans les scénarios I et II.

(b) Comparaison avec les données CARIOCA.

Dans l'article, une validation de ce scénario a été effectuée en utilisant les données issues des campagnes SOIREE (février 1999). Elles se sont déroulées le long de transects nord-sud au sud est de la Nouvelle-Zélande (voir Tableau 1 du manuscrit [Rangama *et al.*, 2004] en annexe pour plus de détail). Ici, j'exposerai d'une comparaison que j'ai effectuée en utilisant les données issues de deux bouées CARIOCA (13060 et 03739) qui ont été déployées par N. Metzl lors d'un transect du Marion Dufresne au sud de la Tasmanie en janvier 2003 (146°E ; 48°S). Une description détaillée des bouées CARIOCA est faite au chapitre III.B.3 donc, je ne rappelle, ici, que les points essentiels. Ces bouées dérivent vers l'est en suivant le Courant Circumpolaire Antarctique. Les bouées effectuent des mesures horaires. Les données mesurées sont pCO₂ (indirectement par colorimétrie), la SST, la SSS, la fluorescence, le vent à deux mètres au dessus de la surface de la mer et la Patm.

La comparaison a été effectuée en utilisant les données de ces bouées de février à avril 2003 pour la bouée 03739 et de février à mai 2003 pour la bouée 13060. Au cours de ces mois, elles ont dérivé dans la région étudiée (plus précisément, dans les régions A et B du scénario choisi) très proche d'un fort gradient en chlorophylle (voir Figure 19 au chapitre III.B.3.d(2)). Dans un premier temps, les données de pCO₂ in situ ont été moyennées sur 0.08° en latitude et en longitude (pCO₂(9km)) comme pour les données des campagnes AESOPS et Astrolabe. Puis, les données de pCO₂(9km) ont été colocalisées avec les données de chlorophylle extraites d'images hebdomadaires SeaWiFS à 9 km X 9 km de résolution. Les données de pCO₂(9km) ont ensuite été séparées en deux régions (région riche en chlorophylle ou région A et région B) en appliquant le seuil en chlorophylle. Enfin, pCO₂ extrapolée a été estimée à partir des relations trouvées dans ce scénario (voir Tableau 2 du manuscrit [Rangama *et al.*, 2004]), les données de SST in situ et de chlorophylle SeaWiFS colocalisée exactement. La variation temporelle de pCO₂ extrapolée et de pCO₂ mesurée par la bouée 03739 de février à mai 2003 et 13060 de février à avril 2003 est montrée sur la Figure 46.

La bouée 3739 était la bouée la plus au nord, la bouée 13060 la plus au sud (voir Figure 19 au chapitre III.B.3.d(2)). Bien que les trajectoires des deux bouées soient proches au début de la comparaison, les pCO₂ mesurés par la bouée la plus au sud présentent des valeurs supérieures à la bouées nord. Lorsque ces valeurs sont analysées en conjonction avec la SST et la SSS, on voit qu'elles correspondent à des intrusions d'eau froide et peu salée pour la bouée du sud (voir Figure 20 au chapitre III.B.3.d(2)). Les minima de pCO₂, qui se trouvent dans les régions riches en chlorophylle, sont relativement bien simulés en février-mars pour la bouée du sud (différence moyenne entre pCO₂ extrapolée et pCO₂ de -5.6 µatm pour février et de -1.6 µatm pour mars), de même que la valeur de pCO₂ moyen de mi-mars à avril 2003 pour la bouée du nord (différence moyenne de 3.6 µatm). Cependant les pCO₂ sont surestimés pour la bouée nord de février à mi-mars (différence moyenne de 12.4 µatm) et pour la bouée sud en avril-mai (différence moyenne de 14.7 µatm). La bouée nord se situant à la frontière d'une zone riche en chlorophylle en février-mars, il est possible que la résolution spatiale des données SEAWIFS utilisées (9km) soit insuffisante pour surveiller les variations de chlorophylle aux échelles concernées. En avril-mai, la bouée sud évoluait dans une région pauvre en chlorophylle mais qui avait été riche en début d'année : ainsi les faibles valeurs de pCO₂ pourraient être un effet résiduel de l'activité biologique ayant eu lieu l'été.

En conclusion ma méthode simule bien les variations à grande échelle nord-sud de pCO₂ sur la région (125°E – 155°O ; 45°S – 60°S), mais est mal adaptée pour simuler les variations longitudinales à petite échelle observées par les bouées CARIOCA à la frontière d'un front en chlorophylle. En outre les comparaisons CARIOCA effectuées en mai-juin correspondent à une saison où je ne disposais pas de mesures in situ pour contraindre ma méthode. Pour améliorer ma méthode à cette saison, peut-être faudrait-il rajouter un effet de mémoire de pCO₂ vis-à-vis de la teneur en chlorophylle en automne-hiver.

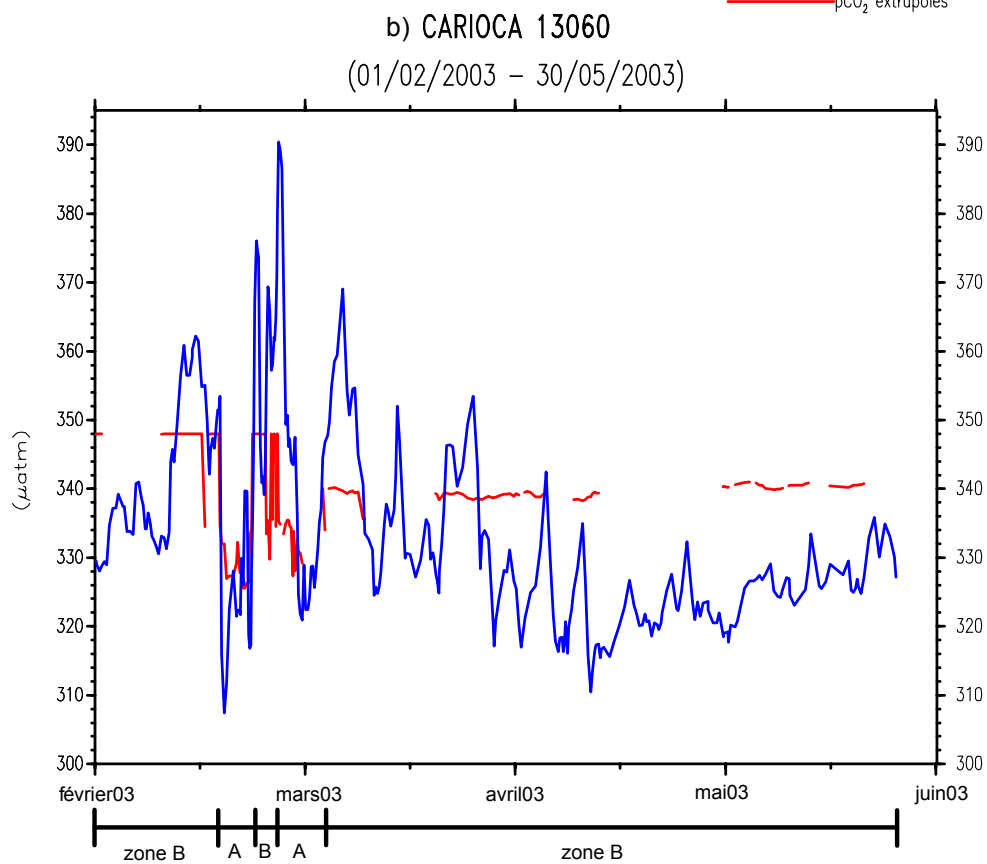
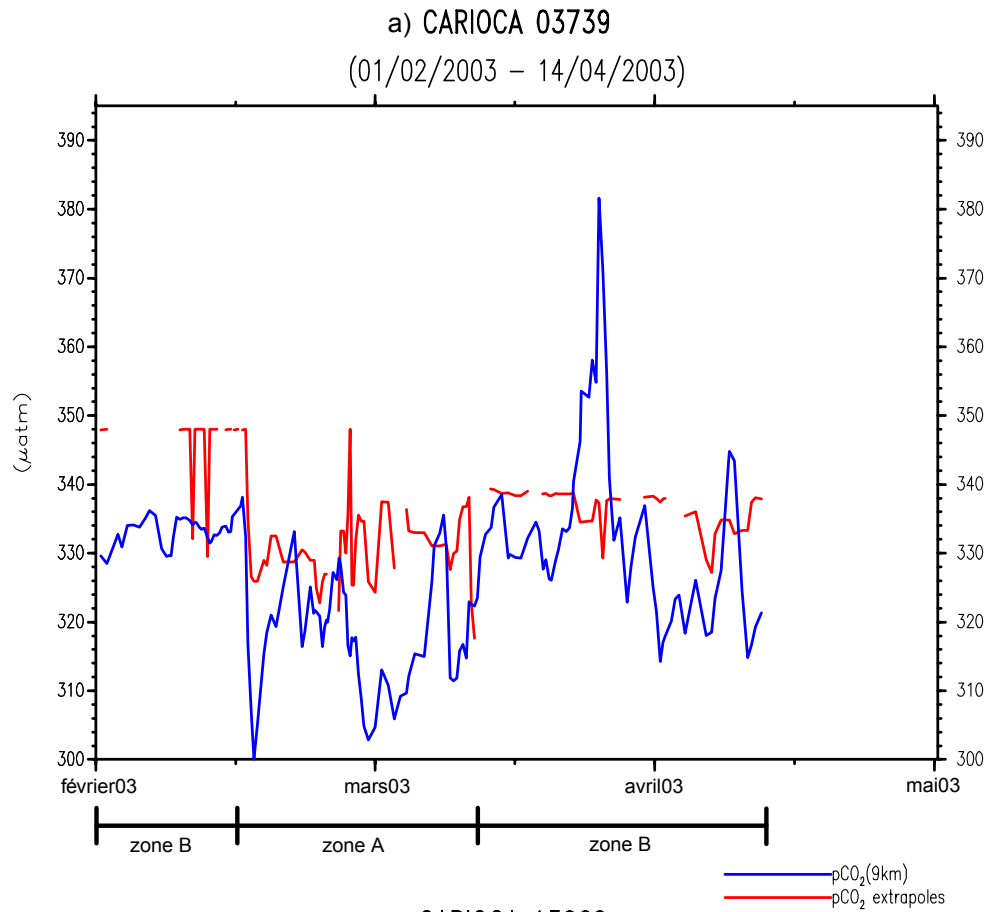


Figure 46 : pCO₂ extrapolée et pCO₂ mesurée par les bouées CARIOCA déployées en 2003 en fonction du temps.

Pour conclure, dans ce scénario, j'utilise des fits en chlorophylle et des cartes de chlorophylle SeaWiFS dans les zones riches en chlorophylle (région A), des fits en SST et des cartes de SST Reynolds dans la région B et des constantes dans la région C, afin d'élaborer des cartes de pCO₂ de la région (125°E – 155°O ; 45°S – 60°S) de décembre 1997 à décembre 1998. Dans ce scénario, la région A est définie à partir d'un seuil en chlorophylle (0.37 mg m⁻³) et de cartes mensuelles de chlorophylle SeaWiFS.

Les résultats de ce scénario ont été présentés sous forme de poster au cours de l'EGS à Nice (France) en avril 2003 et de la première école d'été internationale SOLAS (Surface Ocean-Lower Atmosphere Study) qui a eu lieu à Cargèse (France) en juillet 2004 et un article est soumis.

(c) Comparaison de mes régressions avec celles de [Louanchi, 1995].

Pendant sa thèse ([Louanchi, 1995]) effectuée au LBCM (Laboratoire de biogéochimie Marine) à Jussieu sous la direction de Alain Poisson, F. Louanchi a développé des relations empiriques entre pCO₂, SST et la chlorophylle à partir de mesures in situ dans l'océan Indien. Ces relations ont été élaborées en utilisant des données mesurées lors des campagnes MINERVE en 1993 entre 22°S et 60°S. Son but est, tout d'abord, de rechercher des relations valables sur toute la région considérée entre la distribution de pCO₂ et celles de paramètres pouvant être mesurés par satellite (température de surface de l'océan, couleur de l'océan). Ensuite, l'utilisation de ces relations et de distributions climatologiques permet la reconstruction de la pression partielle de CO₂ à la surface. Elle détermine une régression multilinéaire pour chaque campagne, régression qu'elle considère ensuite représentative du mois de la campagne considérée. Elle a testé deux types de régressions multiparamétriques pCO₂-SST-chlorophylle et pCO₂-SST. Elle a comparé les pCO₂ reconstruits grâce à ces fits et les données in situ de la SST et de la chlorophylle avec les pCO₂ in situ. Les meilleurs résultats sont obtenus pour les pCO₂ déduits des fits pCO₂-SST-chlorophylle.

Bien que les régressions de [Louanchi, 1995] aient été élaborées sur une région beaucoup plus étendue en latitude et où les fronts sont plus resserrés que ma zone d'étude, il est intéressant de voir comment se comparent ses régressions avec les miennes. Cette comparaison sera effectuée uniquement avec les fits déduits de mesures issues des campagnes MINERVE qui se sont déroulées sur la radiale La Réunion-Crozet-Kerguelen entre janvier et août 1993 (une relation par campagne) (voir Tableau 24). Sur les mois de janvier et de mars, période où les campagnes MINERVE, AESOPS-Astrolabe étaient disponibles, je compare les fits de Louanchi de janvier et de mars 1993 (voir leurs équations dans le Tableau 25) avec mes fits élaborés sur les mêmes mois (mais à une année différente) sur les zones A et B de ma région d'étude. Les régressions de Louanchi étant multilinéaires et multiparamétriques, ma démarche pour effectuer la comparaison est la suivante. Je calcule tout d'abord la valeur moyenne de la SST ainsi que son minimum et son maximum en janvier et en mars sur la zone A à partir de distributions mensuelles de la SST Reynolds à 1 X 1 degrés de résolution. De même, la valeur moyenne de la chlorophylle sur la zone B est déduite de champs mensuels de la chlorophylle SeaWiFS sur les mêmes mois. Les valeurs trouvées sont indiquées dans le Tableau 26. Il est à noter que le minimum et le maximum de la chlorophylle sur la zone B sont pris égaux à 0. et 0.37 mg m⁻³, respectivement.

Tableau 24 : statistique des régressions multiparamétriques et multilinéaires de [Louanchi, 1995] déduites des mesures MINERVE en 1993. L'écart type de la différence entre pCO₂ et pCO₂ déduit de chaque fit (stdfit) est indiqué en µatm.

	$pCO_2 = \sum_{n=0}^N a'_n SST^n$	$pCO_2 = \sum_{n=0}^N a_n SST^n + \sum_{p=0}^P b_p Chl^p + cSSTChl$
Janvier 1993	Stdfit=13.4, N=5	Stdfit=13.2, N=5, P=2
Mars 1993	Stdfit=11.4, N=3	Stdfit=8.2, N=3, P=1
Avril 1993	Stdfit=13.7, N=3	Stdfit=8.4, N=3, P=1
Mai 1993	Stdfit=5.8, N=3	Stdfit=5.1, N=3, P=1
Juin 1993	Stdfit=6.7, N=3	Stdfit=5.8, N=3, P=1
Juillet 1993	Stdfit=6.5, N=3	Stdfit=5.8, N=3, P=1
Août 1993	Stdfit=7.7, N=3	Stdfit=6.1, N=3, P=1

Tableau 25 : relations entre pCO₂, la SST et la chlorophylle (Chl) issues de [Louanchi, 1995] pour le mois de janvier et de mars 1993. La valeur correspondante de stdfit est aussi indiquée.

Mois de l'année 1993	Régressions pCO ₂ -SST-Chl	Stdfit en µatm
Janvier	$pCO_2 = 322.1 + 54.27 \cdot Chl - 11.89 \cdot SST - 6.98 \cdot SST \cdot Chl + 4.21358 \cdot SST^2 - 21.576 \cdot Chl^2 - 0.52246746 \cdot SST^3 + 0.0257060551 \cdot SST^4 - 0.000425462320 \cdot SST^5$	13.2
Mars	$pCO_2 = 408.8 - 45.42 \cdot Chl - 6.26 \cdot SST - 2.60 \cdot SST \cdot Chl + 0.20354 \cdot SST^2 - 0.00206302 \cdot SST^3$	8.2

Tableau 26 : <Chl.> dans la zone B ; <SST>, SST min. et SST max. dans la zone A. Ces valeurs sont déduites des distributions mensuelles de SST Reynolds et de chlorophylle SeaWiFS (janvier et de mars 1998).

	Janvier 1998	Mars 1998
<Chl.> dans la zone B	0.25 mg m ⁻³	0.24 mg m ⁻³
<SST> dans la zone A	6.8°C	12.2°C
SST min. dans la zone A	2.4°C	8.6°C
SST max. dans la zone A	13.4°C	15.8°C

Remarque : les basses températures trouvées en janvier 1998 sont dues au fait que la zone A comprend à la fois des régions riches au chlorophylle près de la Nouvelle-Zélande, dans la partie sud-est et sud-ouest de la région d'étude.

Ensuite, je remplace dans les équations du Tableau 25 soit la SST soit la chlorophylle par les valeurs trouvées précédemment afin d'obtenir des relations uniquement entre pCO₂ et la chlorophylle dans la zone A et entre la pCO₂ et la SST dans la zone B (trois relations par mois). Ces régressions ainsi que le fit (ou la valeur moyenne) correspondant issue du dernier scénario de [Rangama et al., 2004] pour le mois considéré sont représentés sur la Figure 47 (janvier) et sur la Figure 48 (mars). Sur ces figures, les limites en SST et en chlorophylle sur l'axe des abscisses correspondent aux valeurs minimales et maximales observées sur les campagnes Astrolabe et AESOPS. Les régressions entre pCO₂ et la chlorophylle de [Louanchi, 1995] (partie (b) de la Figure 47 et de la Figure 48) sont seuillées à 0.74 mg m⁻³ car les chlorophylles mesurées lors des campagnes MINERVE effectuées en janvier et mars 1998 ne dépassaient pas cette valeur.

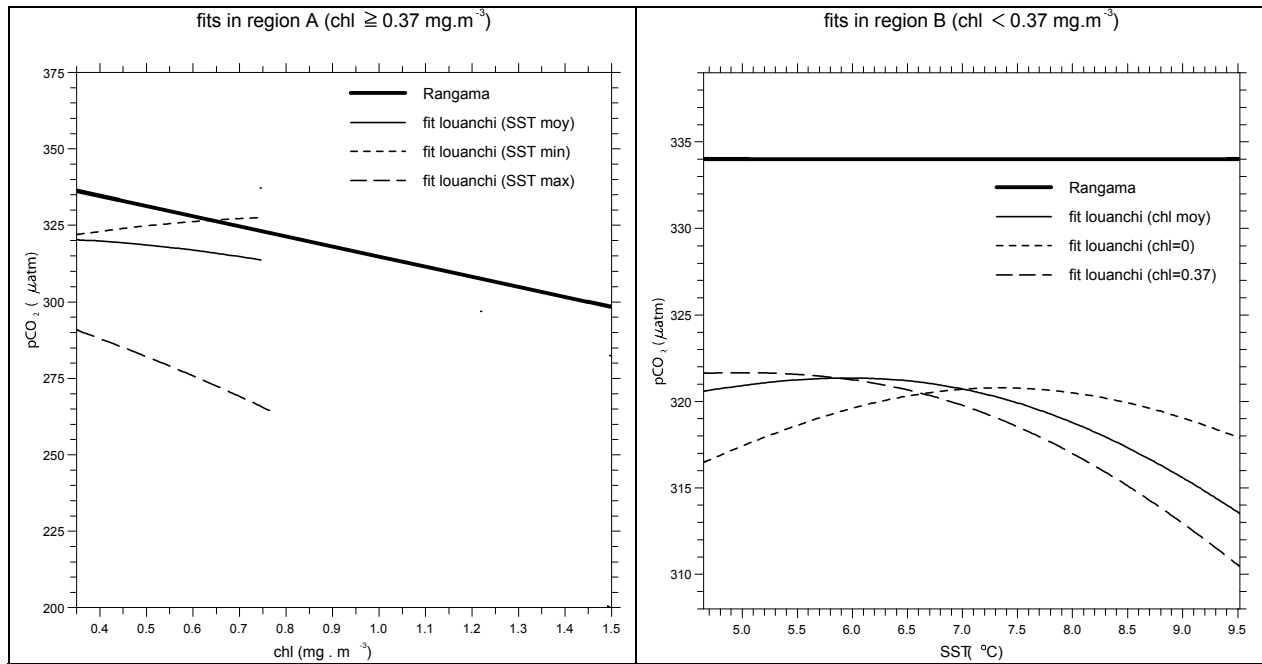


Figure 47 : (gauche) régression pCO_2 -Chl. issue du scénario choisi (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (janvier) pour $\langle SST \rangle$ (trait continu), SST min (en pointillés courts) et SST max (en pointillés long) dans la zone A ; (droite) $\langle pCO_2 \rangle$ issue du scénario choisi pour janvier 1998 (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (janvier) pour $\langle Chl. \rangle$ (trait continu), Chl.=0 (en pointillés courts) et 0.37 mg m^{-3} (en pointillés long) dans la zone B.

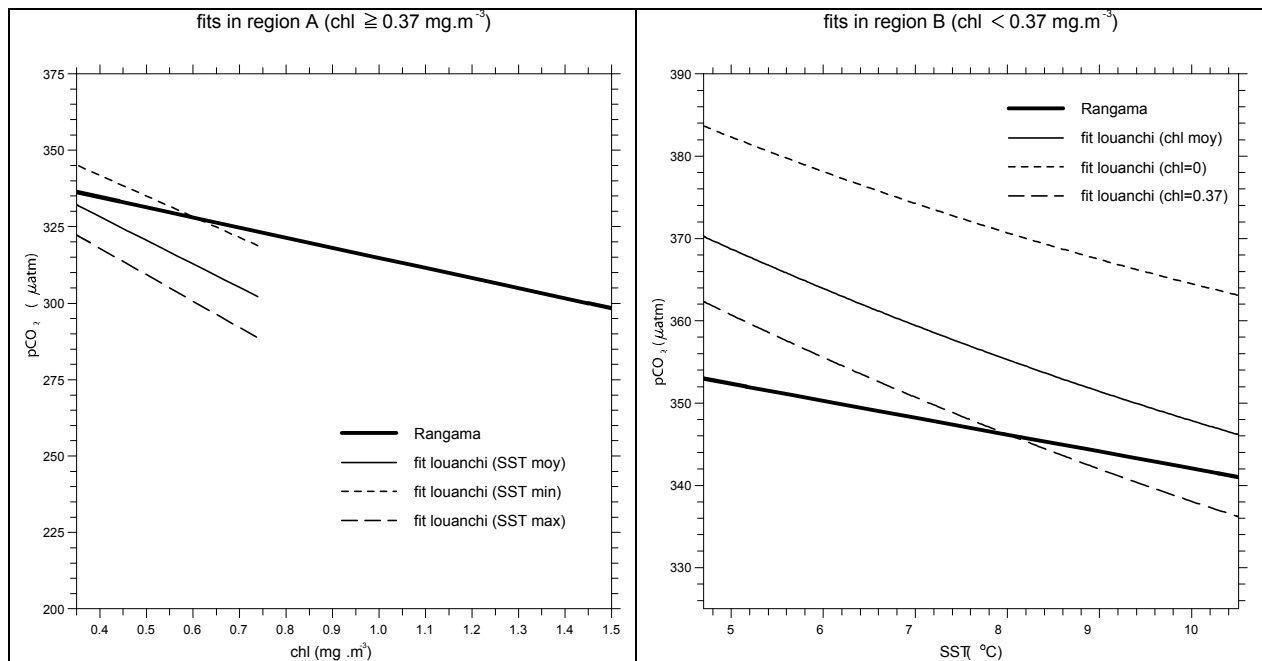


Figure 48 : (a) régression pCO_2 -Chl. issue du scénario choisi (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (mars) pour $\langle SST \rangle$ (trait continu), SST min (en pointillés courts) et SST max (en pointillés long) dans la zone A ; (b) régression pCO_2 -SST issue du scénario choisi pour mars 1998 (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (mars) pour $\langle Chl. \rangle$ (trait continu), Chl.=0 (en pointillés courts) et 0.37 mg m^{-3} (en pointillés long) dans la zone B.

Avant d'effectuer la comparaison, il est important noter le fait que Louanchi a élaboré ses régressions en se servant de mesures de chlorophylle in situ tandis que j'ai utilisé des données extraites de cartes de chlorophylle SeaWiFS pour estimer mes fits pCO₂-chlorophylle. Il est donc important de savoir comment ces données satellitaires se comparent avec les mesures in situ de chlorophylle dans l'océan sud. Il apparaît de plus en plus évident que les propriétés bio-optiques des océans aux hautes latitudes sont différentes de celles aux latitudes tempérées ([Stramska et al., 2003]). Ainsi, plusieurs auteurs ont observés que les chlorophylles déduites des algorithmes standards de couleur de l'océan sont différentes d'un facteur pouvant aller jusqu'à deux dans l'océan sud le long de 170°E ([Moore et al., 1999]) et dans les eaux près de la péninsule Antarctique ([Dierssen and Smith, 2000]) ([Dierssen and Smith, 2000] indique que leurs résultats ont été réalisés avec la version 2 de l'algorithme couleur de l'océan de SeaWiFS (OC2V2) mais qu'ils sont valides jusqu'à la version 4 de cet algorithme (OC4V4)).

Dans la zone A, sur la gamme de chlorophylle mesurées lors des campagnes MINERVE correspondantes, les régressions entre pCO₂ et la chlorophylle sont relativement proches pour les deux mois considérés : les différences sont la plupart du temps comprises dans la barre d'erreur des fits (voir tableau 2 du manuscrit soumis et Tableau 25 ci dessus). Cependant, le fit de Louanchi de janvier pour la SST prise égale à SST max est très en dessous des autres. D'autre part, la pente des fits de Louanchi au mois de mars est systématiquement environ deux fois plus grande que celle de mon fit. Il est à noter que l'échelle de variation de la chlorophylle SeaWiFS est le double de celle de la chlorophylle in situ. Ceci peut s'expliquer soit par une activité de la biologie dans la zone Indien centrale différente de celle dans ma zone A soit par le problème qui existe entre les chlorophylles SeaWiFS et in situ (voir plus haut). Dans la région B, la variation entre pCO₂ et la SST est plus forte pour toutes les régressions en mars que pour celles en janvier (je prends un pCO₂ constant pour ce dernier mois). D'autre part, en janvier, les fits de Louanchi ont un pCO₂ moyen plus faible que celui estimé à partir des campagnes AESOPS et Astrolabe pour le mois considéré. Cela pourrait s'expliquer par la variabilité interannuelle du pCO₂ toutefois le même phénomène n'est pas observé pour les fits en mars. Les régressions de Louanchi sont donc différentes de mes régressions. Ceci pourrait s'expliquer soit par les incertitudes existantes sur la valeur de la chlorophylle SeaWiFS qui joue à la fois sur les fit pCO₂-chlorophylle et les fit pCO₂-SST (pour ces derniers, la frontière entre la zone A et B est définie par la chlorophylle), soit la variabilité interannuelle du pCO₂ ou par la différence entre les processus influençant la valeur du pCO₂ dans l'océan Indien central et ceux se déroulant au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande.

(d) Comparaison avec les champs issus du modèle biogéochimique PISCES.

Mon travail d'extrapolation peut permettre de fournir des informations à des échelles compatibles avec la résolution des modèles biogéochimiques et des inversions atmosphériques. Je présente ci-après une comparaison des résultats qui figurent dans [Rangama et al., 2004] aux résultats du modèle biogéochimique PISCES couplé au modèle de circulation océanique OPA afin d'illustrer cette démarche. Elle permet de quantifier de l'effet sur le flux de CO₂ de certains défauts du modèle qui sont en cours d'étude par les équipes de modélisation. En outre, elle montre que les erreurs de ma méthode sont bien inférieures aux différences par rapport au modèle : mes extrapolations sont bien adaptées à la validation des modèles actuels.

Les sorties du modèle PISCES nous ont été fournies par O. Aumont et ont été obtenues en mode climatologique pour l'époque préindustrielle, ce mode étant le mieux équilibré du point de vue du modèle au moment où O. Aumont nous a fourni ses sorties (juillet 2003). Afin de pouvoir effectuer des comparaisons avec mes extrapolations, j'ai supposé que dans ma zone

d'étude, la pression partielle de CO₂ dans l'océan avait suivi l'augmentation de la pression partielle atmosphérique ; à noter qu'il serait intéressant de vérifier cette hypothèse sur les sorties du modèle à l'époque industrielle dès qu'elles seraient disponibles et que cette hypothèse, si elle n'est pas vérifiée pourrait largement changer les comparaisons décrites ci-dessous. Ces dernières sont donc à considérer avec prudence.

A partir des résultats du modèle, nous avons étudié les quantités suivantes : le gradient de pression partielle de CO₂, le flux air-mer de CO₂, la température de surface et la chlorophylle (prise comme la somme de la teneur en nanophytoplancton et en diatomées calculées par le modèle). Afin de comparer nos champs aux champs modèles, ces derniers ont été interpolés linéairement sur une grille à 1° de résolution.

Dans un premier temps, les cartes de la chlorophylle simulées par le modèle en mars et octobre 1998 (voir Figure 49) ont été comparées avec celles de la chlorophylle SeaWiFS correspondantes. La répartition spatiale des chlorophylles simulées est très différente de celle observée par SeaWiFS. En particulier, le panache de chlorophylle souvent situé à l'est de la Nouvelle-Zélande (voir la Figure 1 de l'article [Rangama *et al.*, 2004]) n'est pas reproduit et la zone la plus riche en chlorophylle est souvent située, dans le modèle au sud-ouest de notre zone (avec des valeurs plus élevées que les valeurs SeaWiFS). Ainsi, la chlorophylle est mal simulée par le modèle : la couche de mélange est, par endroit très profonde en hiver et l'océan se restratifie trop vite au printemps (en octobre, elle atteint des profondeurs inférieures à 20 m par endroit, et nous observons des chlorophylles supérieures à 1 mg m⁻³ en de nombreux endroits) (O. Aumont, pers. Com.). Cela provient de la partie dynamique du modèle de circulation générale océanique OPA.

Le coefficient d'échange du gaz influant peu sur la détermination de $\Delta p\text{CO}_2$ dans le modèle, nous avons, par la suite, concentré nos comparaisons sur $\Delta p\text{CO}_2$.

La Figure 50 compare les champs de différences de pressions partielle de CO₂ extrapolées (cf. article [Rangama *et al.*, 2004]) et calculées par le modèle sur la zone d'étude, pour les mois de mars et octobre. Bien que les ordres de grandeur des $\Delta p\text{CO}_2$ soient du même ordre, on remarque que la répartition spatiale est différente, avec un gradient nord-sud pouvant être inversé. Les fortes valeurs observées en octobre au sud ouest de la zone pourraient être dues à des phénomènes de convection simulés par le modèle dans cette zone qui ont lieu en hiver austral (O. Aumont, pers. comm.) ; nous avons d'ailleurs observé que les profondeurs de couche de mélange simulées par le modèle sont supérieures à 100m dans cette région et au Sud de la Nouvelle-Zélande. Afin de comparer de façon synthétique les résultats du modèle à notre méthode d'extrapolation, nous avons superposé nos droites de régression aux quantités simulées par le modèle ($\Delta p\text{CO}_2$, SST, chlorophylle) (Figure 51 à Figure 53), (pour établir les figures correspondants à nos interpolations, $\Delta p\text{CO}_2$ a été déduit de $p\text{CO}_2$ en prenant la pression partielle de CO₂ atmosphérique en 1998 égale à 355 μatm).

Dans la zone B (chlorophylle < 0.37 mg m⁻³) (Figure 51 et Figure 52), on observe que la dispersion des points est plus importante sur les simulations du modèle que sur les mesures; cela peut être en partie dû à la plus vaste zone simulée par le modèle. Bien que les valeurs moyennes soient proches au printemps et en automne, l'anti-corrélation entre $\Delta p\text{CO}_2$ et SST n'apparaît dans le modèle qu'au printemps. En été les simulations du modèle sont surestimées de 10 à 30 μatm en moyenne mensuelle. Dans la zone A (chlorophylle > 0.37 mg m⁻³), on n'observe pas d'anti-corrélation systématique entre $\Delta p\text{CO}_2$ et chlorophylle contrairement à ce qu'indiquent les mesures (Figure 53).

Afin de mesurer l'impact de ces différences sur le flux de CO₂, nous avons reporté sur la Figure 54 les flux air-mer de CO₂ mensuels déduits à partir de nos extrapolations et du modèle PISCES : les coefficients d'échanges ont été déduits à partir de la relation K-U de [Wanninkhof, 1992], dans le premier cas à partir des vents ERS2, dans le second cas, à partir des vents NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Les flux calculés par le modèle sont en général plus élevés que nos extrapolations. Le flux moyen annuel simulé par le modèle est de 0.01 GtC an⁻¹ tandis que nous estimons un flux de -0.08 GtC an⁻¹. En

particulier, contrairement à nos estimations le modèle prédit un flux vers l’atmosphère en hiver austral et en janvier-février. En outre la variation saisonnière est plus marquée dans le modèle.

Une partie des différences peut venir du fait que les simulations ont été effectuées pour l’époque préindustrielle. En conséquence il serait instructif de refaire ces comparaisons avec une version ‘industrielle’ du modèle. Néanmoins, nos extrapolations ont permis de mettre en évidence, en été une surestimation des ΔpCO_2 simulés due en partie à une influence trop faible de la biologie et au printemps une forte surestimation des ΔpCO_2 au sud-ouest de la zone d’étude. D’autre part, les chlorophylles sont mal simulées par le modèle à cause principalement d’une mauvaise dynamique du modèle OPA

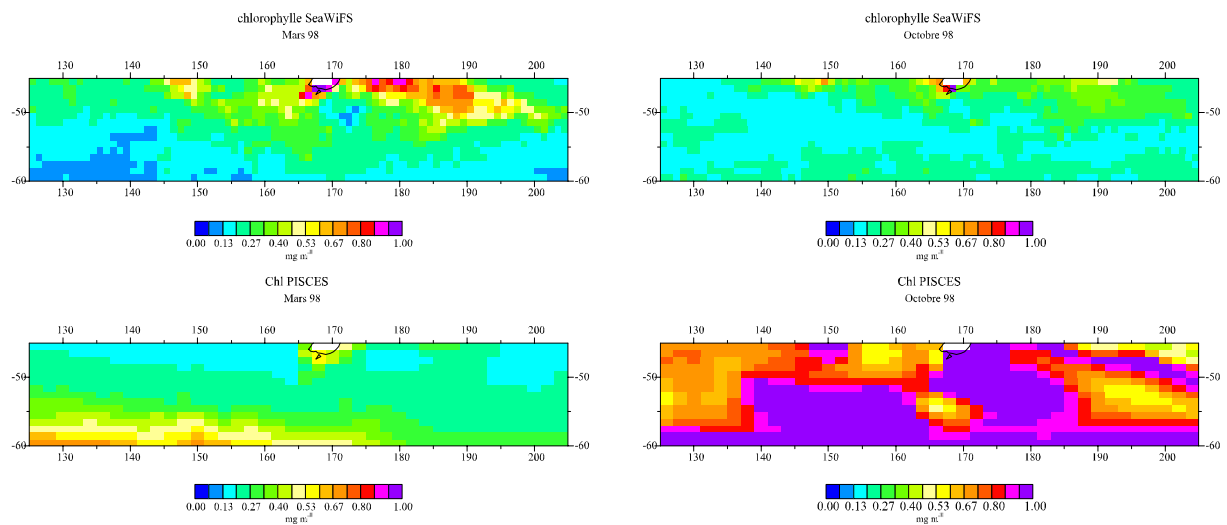


Figure 49 : chlorophylle issues de cartes SeaWiFS à 1° x 1° de résolution (haut) et calculées par le modèle PISCES (bas) pour les mois de mars (gauche) et octobre (droite).

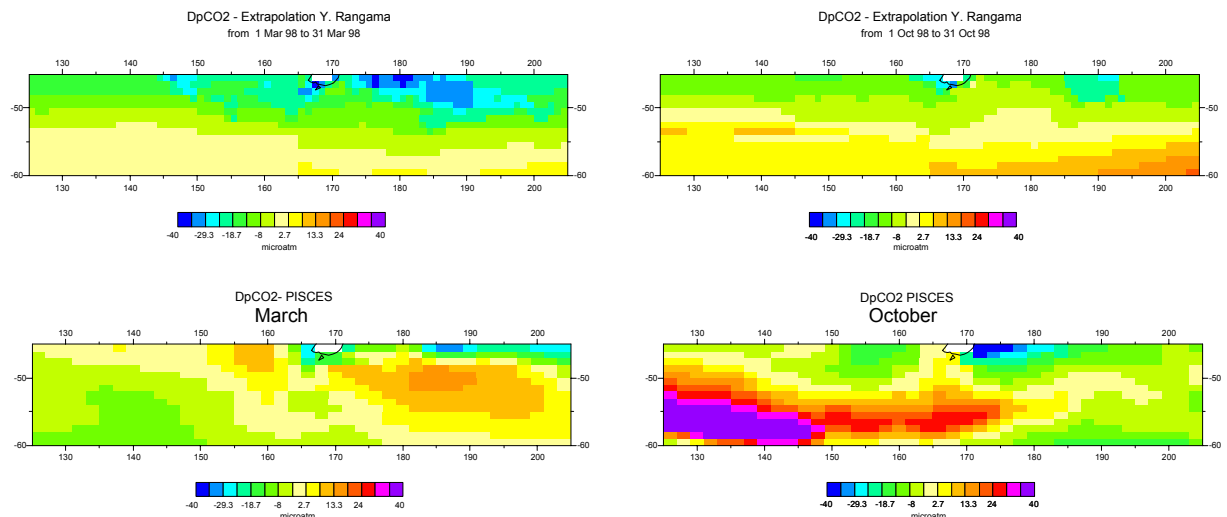


Figure 50 : ΔpCO_2 extrapolés (haut) et calculés par le modèle PISCES (bas) pour les mois de mars (gauche) et octobre (droite).

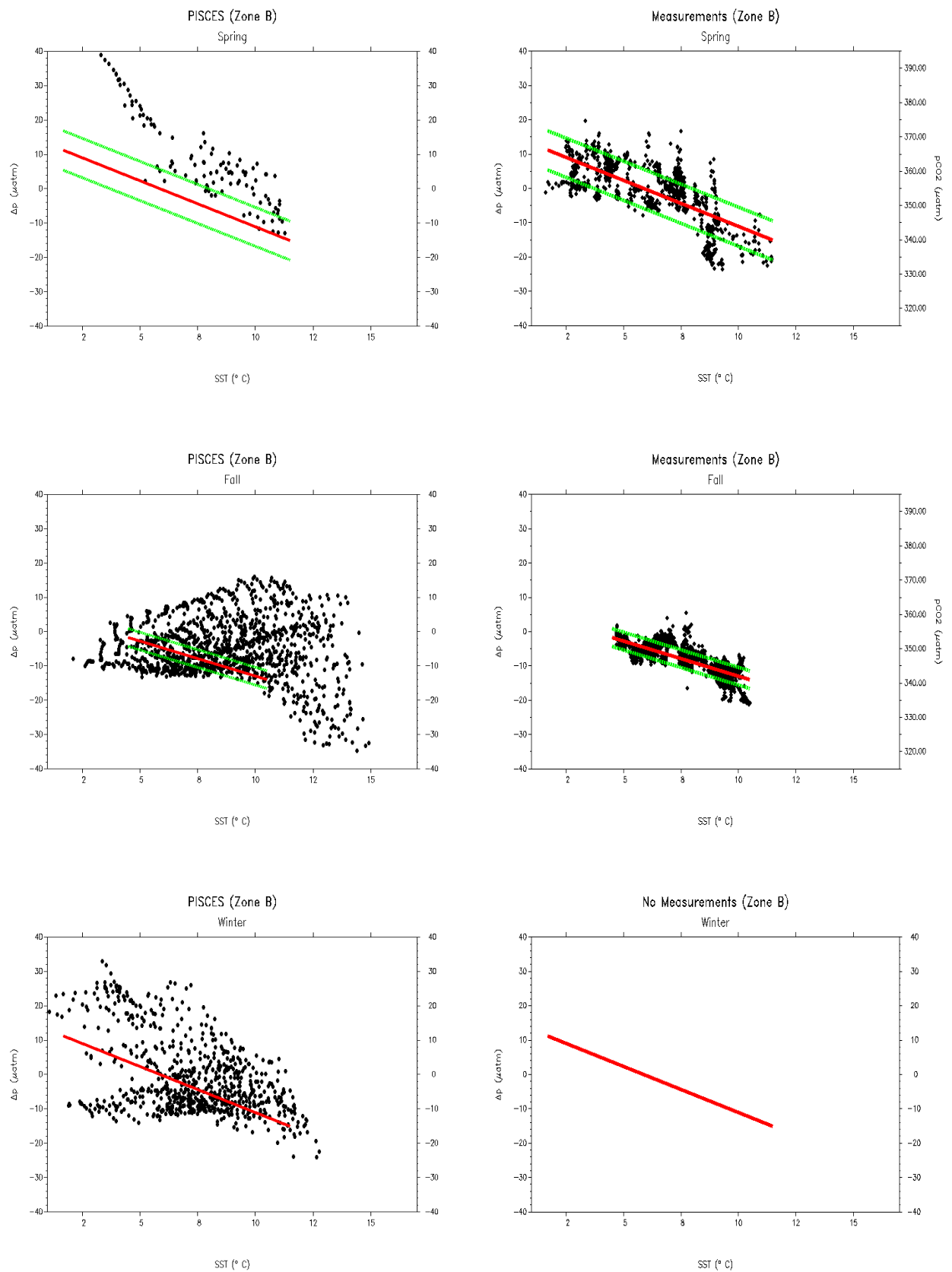


Figure 51 : $\Delta p\text{CO}_2$ versus SST déduits sur la zone B à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (cf. article [Rangama *et al.*, 2004]) (droite). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement.

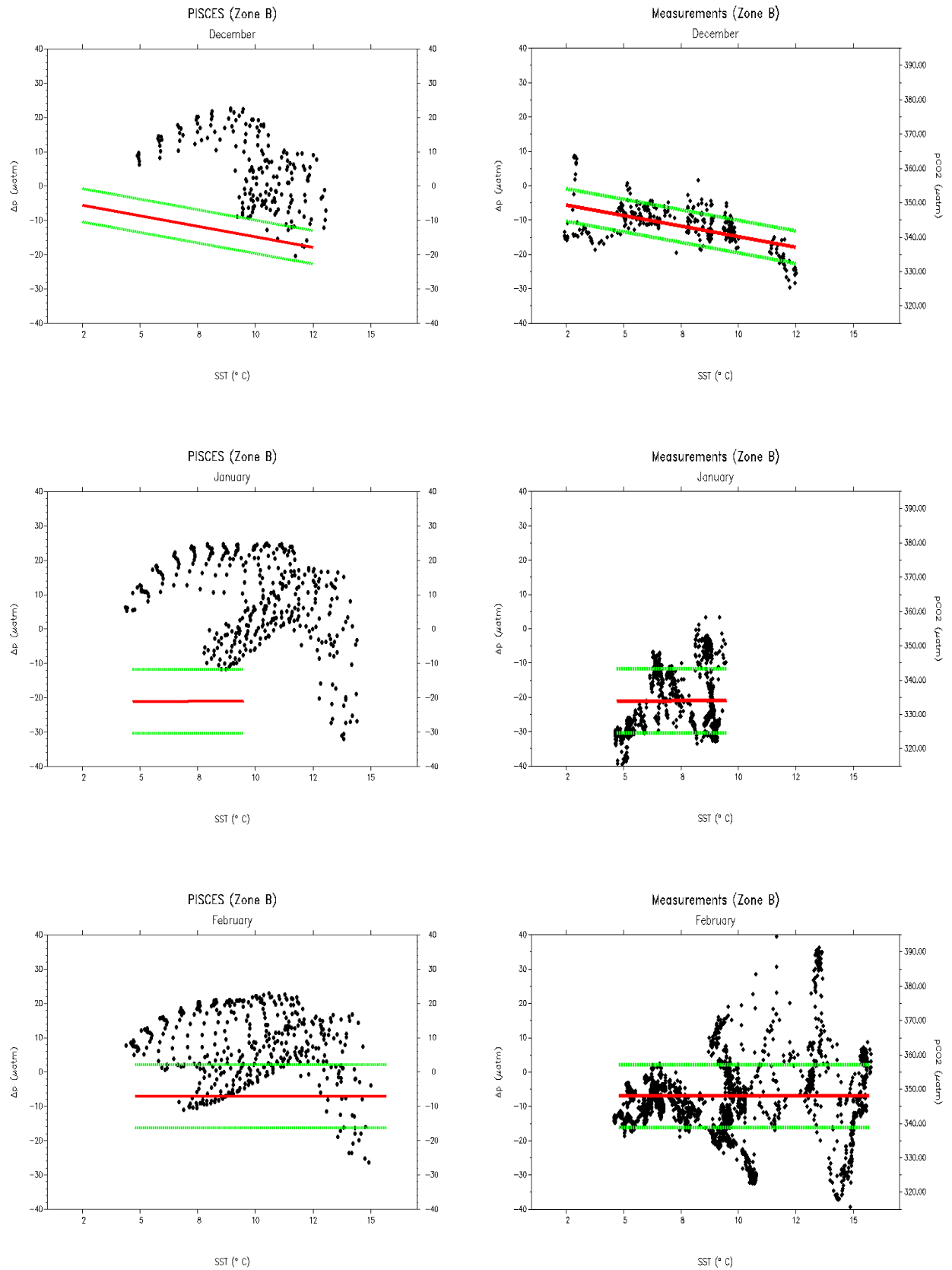


Figure 52 : $\Delta p\text{CO}_2$ versus SST déduits sur la zone B à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (droite) (suite de la Figure 51). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement.

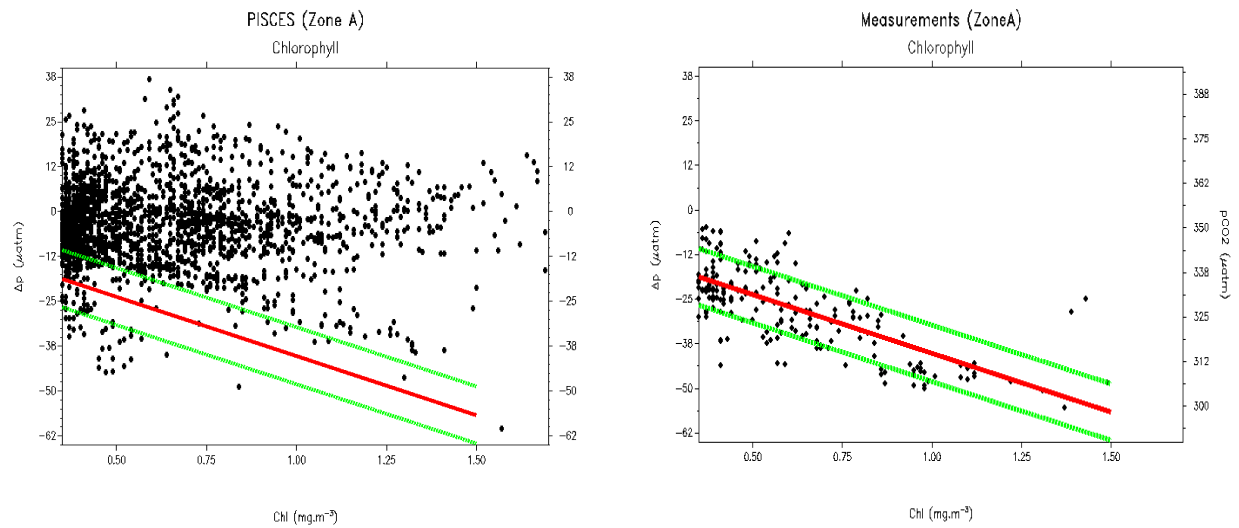


Figure 53 : $\Delta p\text{CO}_2$ versus Chlorophyll déduits sur la zone A à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (droite). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement.

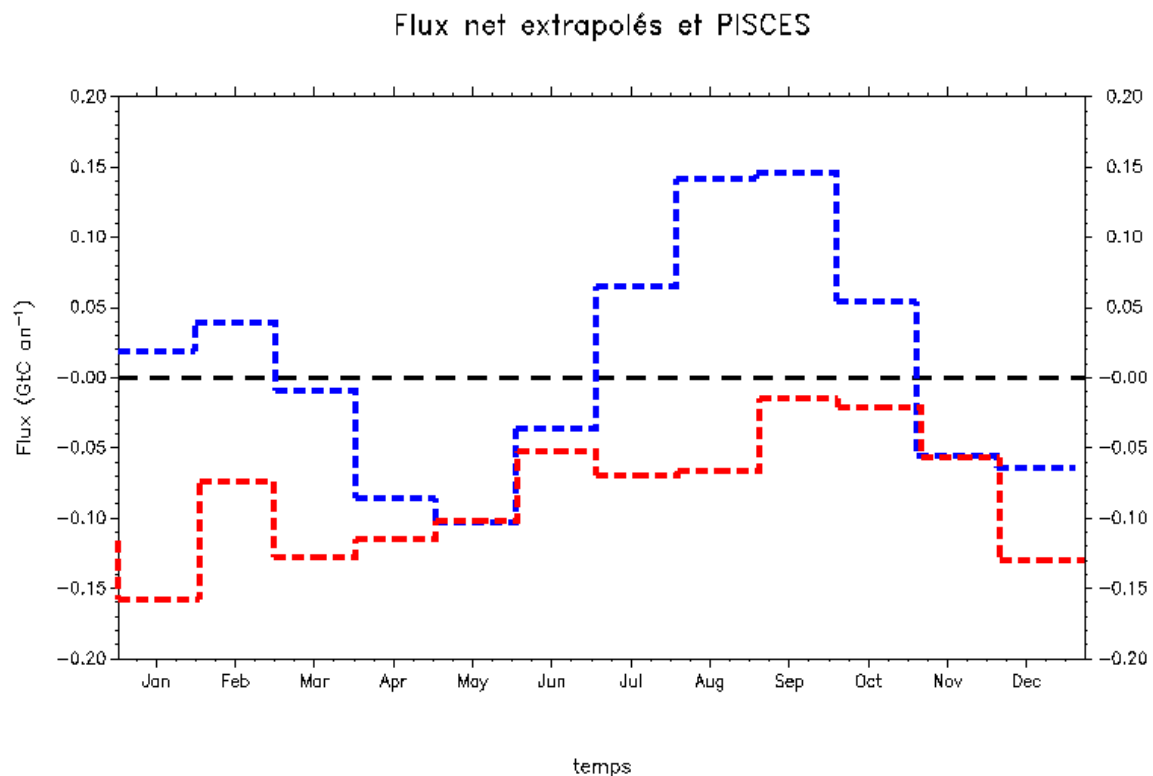


Figure 54 : Flux sur la zone ($45^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{S}$; $125^{\circ}\text{E} - 155^{\circ}\text{E}$) simulés par le modèle PISCES (courbe bleue) et par nos extrapolations (courbe rouge ; cf. article [Rangama et al., 2004]).

IV. Conclusion.

Concernant le coefficient d'échange, j'ai montré que seules les vitesses de vents comprises entre 4 et 17 m s⁻¹ à l'échelle globale et celles comprises entre 2 et 17 m s⁻¹ à l'échelle régionale importent pour la détermination du flux air-mer (90% du flux global provient de régions où la vitesse du vent est comprise dans cette gamme). L'erreur commise sur le flux en négligeant les vents extérieurs à ce domaine est inférieure à 0.15 GtC an⁻¹. Il est donc nécessaire d'améliorer les relations K-U en priorité pour cette gamme de vent afin d'améliorer l'estimation du coefficient d'échange.

Dans l'océan sud, c'est la bande de latitude comprise entre 45°S et 55°S qui est la plus importante pour le flux air-mer. En effet, le coefficient d'échange pondéré par la surface est maximum dans cette bande de latitude : 40% de la valeur globale entre 30°S et 75°S. Ainsi, une faible valeur de $\Delta p\text{CO}_2$ (-10 μatm) sur toute cette bande de latitude peut conduire à une valeur de flux relativement importante (-0.35 GtC an⁻¹).

La variabilité de $\Delta p\text{CO}_2$ dépend principalement de celle de $p\text{CO}_2$ pour des échelles de temps inférieures ou de l'ordre de l'année ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$ varie plus lentement). De plus, contrairement à $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, $p\text{CO}_2$ est variable à petite échelle dans l'espace (de l'ordre de quelques kilomètres). De ce fait, il est difficile, à partir des seules mesures in situ, par nature locales dans l'espace et dans le temps, de déterminer la variabilité spatio-temporelle de $p\text{CO}_2$ à l'échelle régionale (1000 – 10 000 km) et saisonnière. Dans ma thèse, j'ai utilisé les données satellitaires de SST et de chlorophylle comme traceur du mélange, de l'effet thermodynamique et de l'activité biologique pour étudier et simuler la variabilité saisonnière de $p\text{CO}_2$ au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. L'originalité de ma méthode est de découper l'espace en provinces biogéochimiques à frontières variables (définies à partir d'un seuil en chlorophylle) et caractérisées par un processus dominant. Cela améliore sensiblement la précision de mes régressions et m'a permis d'obtenir une méthode unique valable pour les campagnes réalisées dans la partie est (transects AESOPS) et dans la partie ouest (transects Astrolabe) de ma région d'étude. Dans la région riche en chlorophylle, j'ai trouvé que la variabilité de $p\text{CO}_2$ est due principalement à l'activité biologique (région A). Dans l'autre région, cette variabilité est plutôt contrôlée par l'effet de mélange et l'effet thermodynamique.

D'autre part, les flux issues des $\Delta p\text{CO}_2$ climatologiques de [Takahashi *et al.*, 2002], corrigés ou non de l'augmentation annuelle du $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, (flux annuel, respectivement, de -0.016 et de -0.013 GtC an⁻¹) conduisent à une absorption plus élevée d'un facteur 1.6 à 2 que nos flux extrapolés (flux annuel de -0.08 GtC an⁻¹). Les principales différences sont observées en hiver et au printemps. Elles sont certainement dues au peu de données utilisables en ces saisons qui contraignent mal les différentes méthodes d'extrapolation. Il est donc nécessaire de réaliser des mesures tout particulièrement en ces saisons.

Enfin, les champs issus du modèle biogéochimique PISCES sont en désaccord avec nos données extrapolées dans la région d'étude. En particulier, les chlorophylles PISCES sont mal simulées et les $p\text{CO}_2$ PISCES sont surestimés en été et surtout au printemps (sud-ouest de la région d'étude). L'origine de ces défauts est étudiée actuellement par les modélisateurs. D'autre part, les erreurs de ma méthode d'extrapolation sont inférieures aux différences rencontrées par rapport au modèle. Ceci indique que mes extrapolations sont un outil bien adapté à la validation des modèles. Cet exercice est d'autant plus important que ce type de modèle est utilisé pour prédire les futurs changements du climat terrestre grâce à des scénarios prévisionnels (par exemple ceux de l'IPCC).

V. Perspectives.

La méthode d'extrapolation du $p\text{CO}_2$ présentée dans ce manuscrit a été élaborée et validée uniquement sur une partie de l'océan sud, la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. Le prochain objectif serait de l'étendre à une zone plus importante pour finalement arriver à couvrir tout l'océan austral. Mais en premier lieu, l'ajout de données supplémentaires mesurées dans la région d'étude (particulièrement en hiver et au printemps) permettrait d'améliorer la méthode et de confirmer ou non les écarts trouvés avec les distributions climatologiques de [Takahashi *et al.*, 2002]. Les données des bouées CARIOCA déployées en janvier 2003 au sud de la Tasmanie et en mars 2004 à l'est de la Nouvelle-Zélande devraient permettre de mieux prendre en compte la variabilité à petite échelle (de l'ordre de quelques kilomètres) de $p\text{CO}_2$ et elles fournissent des données en hiver. Ensuite, il faut étendre cette zone vers l'est et vers l'ouest. Les données des campagnes OISO réalisées dans l'océan Indien ainsi que les données des bouées CARIOCA mises à l'eau au large des îles Kerguelen permettraient d'étendre la région d'étude à tout l'océan Indien. De plus, lorsque les bouées CARIOCA déployées en 2004 exploreront dans un proche futur l'est du Pacifique, cette partie de l'océan pourra aussi être incluse dans la région d'étude. Ainsi, l'objectif futur sera de valider et éventuellement de modifier ma méthode d'extrapolation avec l'ajout de ces nouvelles données afin d'obtenir une méthode générale qui permette d'étudier les flux sur les secteurs Indien et Pacifique de l'océan sud.

J'ai employé des données de chlorophylle mesurées par SeaWiFS et des données de SST Reynolds afin d'extrapoler $p\text{CO}_2$ dans la région d'étude. Or, les données satellitaires de la couleur de l'océan et de la SST sont de plus en plus nombreuses et sont souvent mesurées simultanément. Par exemple, le radiomètre Modis (sur les satellites Terra et Aqua lancés, respectivement, en décembre 1999 et en mai 2002 par la NASA) mesure à la fois la SST et la couleur de l'océan. Ces données ont, après traitement, une résolution globale de 4.6 km x 4.6 km en latitude et en longitude. Il serait ainsi intéressant de les utiliser à la place de celles issues de SeaWiFS afin, en particulier, d'améliorer la résolution de notre représentation.

La salinité de surface de l'océan n'est actuellement pas mesurée par satellite. Toutefois, plusieurs projets sont en cours d'élaboration pour pallier à ce manque. Tout d'abord, le satellite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) (projet ESA), dont le lancement est prévu en 2007, a pour but de réaliser des mesures télédélectées de la salinité de surface et de l'humidité du sol. De plus, Aquarius est un projet de la NASA qui est lui aussi destiné à mesurer la SSS à partir de 2008. Lorsque ces données seront disponibles, si elles s'avèrent être d'une précision acceptable, elles pourront également être utilisées comme un paramètre supplémentaire pour le modèle d'extrapolation du $p\text{CO}_2$. En effet, lors de l'analyse des données CARIOCA, la SSS a apporté une information complémentaire à celle fournie par la SST.

Concernant les comparaisons de mes champs extrapolés aux sorties du modèle PISCES, une analyse plus approfondie en utilisant non plus des champs obtenus en mode climatologique (époque préindustrielle), mais en utilisant un mode interannuel pour l'époque industrielle devrait être menée pour vérifier les résultats obtenus.

VI. Annexes.

A. Bouée CARIOCA.

1. Principe de la mesure de pCO₂ par colorimétrie.

La mesure de pCO₂ s'effectue par colorimétrie. Son principe est décrit dans [Lefèvre et al., 1993], [Hood and Merlivat, 2001] et [Copin-Montegut et al., 2004]. Pour simplifier, l'eau de mer est pompée à heure fixe par la bouée et arrive dans le capteur de pCO₂. Un colorant, le bleu de thymol (H₂BT), dont l'alcalinité A_T est connu, est contenu au préalable dans un réservoir puis, arrive dans une cellule possédant une membrane semi-perméable (elle ne laisse passer que le CO₂). Lorsque l'eau de mer entre en contact avec cette membrane, le CO₂ diffuse à l'intérieur du colorant. Ceci entraîne une variation du pH de la solution qui provoque un changement de la couleur du colorant. Le spectrophotomètre détecte cette variation. La valeur du pCO₂ est alors déduite de la variation du pH du colorant et de son alcalinité A_T, connaissant la température.

Je décrirai ci-dessous les étapes à suivre avant d'obtenir la relation théorique (Équation 25) utilisée pour calculer pCO₂ (pCO_{2th}). Il est à noter qu'un étalonnage est effectué en laboratoire (à la DT/INSU) avant le déploiement d'une bouée afin d'obtenir la vraie valeur de pCO₂ ($pCO_2 = a \cdot pCO_{2th} + b$) ce qui permet de tenir compte d'erreurs potentiels sur les coefficients utilisés.

a) Relations de base.

En premier lieu, il faut rappeler les différentes équations nécessaires afin d'obtenir la relation recherchée. Les relations d'équilibre chimique entre les différentes formes des composés du carbone dans l'eau, l'équation de dissociation pour les ions bicarbonates (voir Équation 2) et celle pour les ions carbonates (voir Équation 3) dans l'eau sont caractérisées par leurs constantes d'équilibre K₁ et K₂. Plusieurs déterminations différentes existent ([Mehrbach et al., 1973], [Goyet and Poisson, 1989], [Roy et al., 1993], ... etc.). Pour les bouées CARIOCA, les constantes de [Lueker et al., 2000] ont été utilisées pour estimer ces constantes de dissociations. Il est à noter qu'il faut effectuer un nouvel étalonnage dans le cas de l'utilisation de constantes K₁ et K₂ différentes. Les erreurs dues à ce changement sont comprises dans celle estimée lors de ce nouvel étalonnage.

pCO₂ est déduit de [CO₂] dans l'eau avec Équation 6.

Le colorant se décompose dans l'eau en une forme acide (IH) et une forme basique (I⁻) selon la relation d'équilibre chimique du colorant dans l'eau dont l'équation est la suivante :

Équation 19 : équation de dissociation du colorant.



La constante de dissociation de IH est $K_i = \frac{[I^-] \cdot [H^+]}{[IH]}$

Sa valeur dépend essentiellement de la température de l'eau de mer et de la salinité.

Le pH du colorant est donné par la formule ci-dessous :

Équation 20 : pH du colorant.

$$pH = pK_i + \log\left(\frac{[I^-]}{[IH]}\right) \quad [20]$$

avec $pK_i = -\log(K_i)$

La concentration c du colorant dans l'eau de mer est :

Équation 21 : concentration c du colorant.

$$c = [IH] + [I^-] \quad [21]$$

L'alcalinité A_T de la solution de colorant dans l'eau de mer est donné par :

Équation 22 : alcalinité A_T du colorant.

$$A_T = [HCO_3^-] + 2 \cdot [CO_3^{2-}] + [I^-] \quad [22]$$

b) Relation entre concentration c du colorant et absorbance A .

Le capteur de pCO_2 est un spectrophotomètre à trois longueurs d'ondes. C'est un système optique qui mesure le coefficient d'absorption A du colorant pour ces différentes longueurs d'ondes. A (ou densité optique DO) est la propriété d'une substance matérielle de diminuer l'intensité d'un faisceau de lumière qui la traverse. Je donne maintenant la relation entre la concentration c du colorant et le coefficient A pour un spectrophotomètre émettant trois faisceaux lumineux monochromatique. En théorie, le spectrophotomètre envoie un faisceau d'onde monochromatique d'intensité I_0 et il mesure l'intensité transmise I qui est égale à :

$$I = I_0 \cdot 10^{-A}$$

D'après la loi de Beer-Lambert, A dépend de la longueur de l'onde émise et peut être donnée par :

$$A = \varepsilon \cdot c \cdot l$$

- avec ε : le coefficient d'extinction molaire ($l \text{ mol}^{-1} \text{ cm}^{-1}$).
 c : la concentration de la solution (mol l^{-1}).
 l : la longueur du chemin optique du capteur (cm).

Il peut aussi être défini en fonction des intensités émises : $A = \log\left(\frac{I_0}{I}\right)$. Pour un spectrophotomètre à trois longueurs d'ondes λ (λ_1, λ_2 et λ_{ref}) cette relation devient :

$$A_\lambda = \log\left(\frac{I_{\text{ref}}}{I_\lambda}\right) + \kappa_\lambda$$

- avec κ_λ : L'absorbance (à la longueur d'onde λ) de l'eau de mer dans la cellule du capteur de pCO_2 .
 Ce terme est appelé aussi le "blanc".
 I_{ref} : l'intensité du rayonnement émis à la longueur d'onde λ pour laquelle l'absorbance est nulle.
 I_λ : l'intensité du rayonnement émis à la longueur d'onde λ .

c) Principe de la détermination des relations recherchées.

Le spectrophotomètre CARIOCA envoie trois faisceaux de longueur d'onde λ égale à 434, 596 et 810 nm. Les deux premières longueurs d'onde correspondent respectivement au pic

d'absorption du spectre de [IH] et de [I⁻] du bleu de Thymol en fonction de λ (voir Figure 55). Le faisceau lumineux émis à λ égale à 810 nm est transmis sans être absorbé par le colorant et l'eau de mer. Il sert donc de référence.

Ainsi, les coefficients A mesurés sont :

Équation 23 : absorbance A du colorant pour les longueurs d'ondes λ égale, respectivement, à 434 et 596 nm.

$$A_{434} = \varepsilon_{434}^{IH} \cdot [IH] \cdot l + \varepsilon_{434}^{I^-} \cdot [I^-] \cdot l = A_{434}^{IH} + A_{434}^{I^-} \text{ et}$$

$$A_{596} = \varepsilon_{596}^{IH} \cdot [IH] \cdot l + \varepsilon_{596}^{I^-} \cdot [I^-] \cdot l = A_{596}^{IH} + A_{596}^{I^-} \quad [23]$$

avec ε_{λ}^i : le coefficient d'extinction molaire de la forme acide ou basique du colorant pour la longueur d'onde λ.

C'est un système de deux équations à deux inconnues qui sont [IH] et [I⁻]. Donc, il est possible d'obtenir la valeur de ces inconnues en fonction des A_i (paramètres mesurés) et des ε_i (constantes). En remplaçant [IH] et [I⁻] dans l'Équation 20 par les valeurs trouvées, le pH du colorant est obtenue. L'estimation théorique de pCO₂ (pCO_{2th}) est trouvée en utilisant l'Équation 6, l'Équation 21, l'Équation 22, K₁, K₂ et K_i.

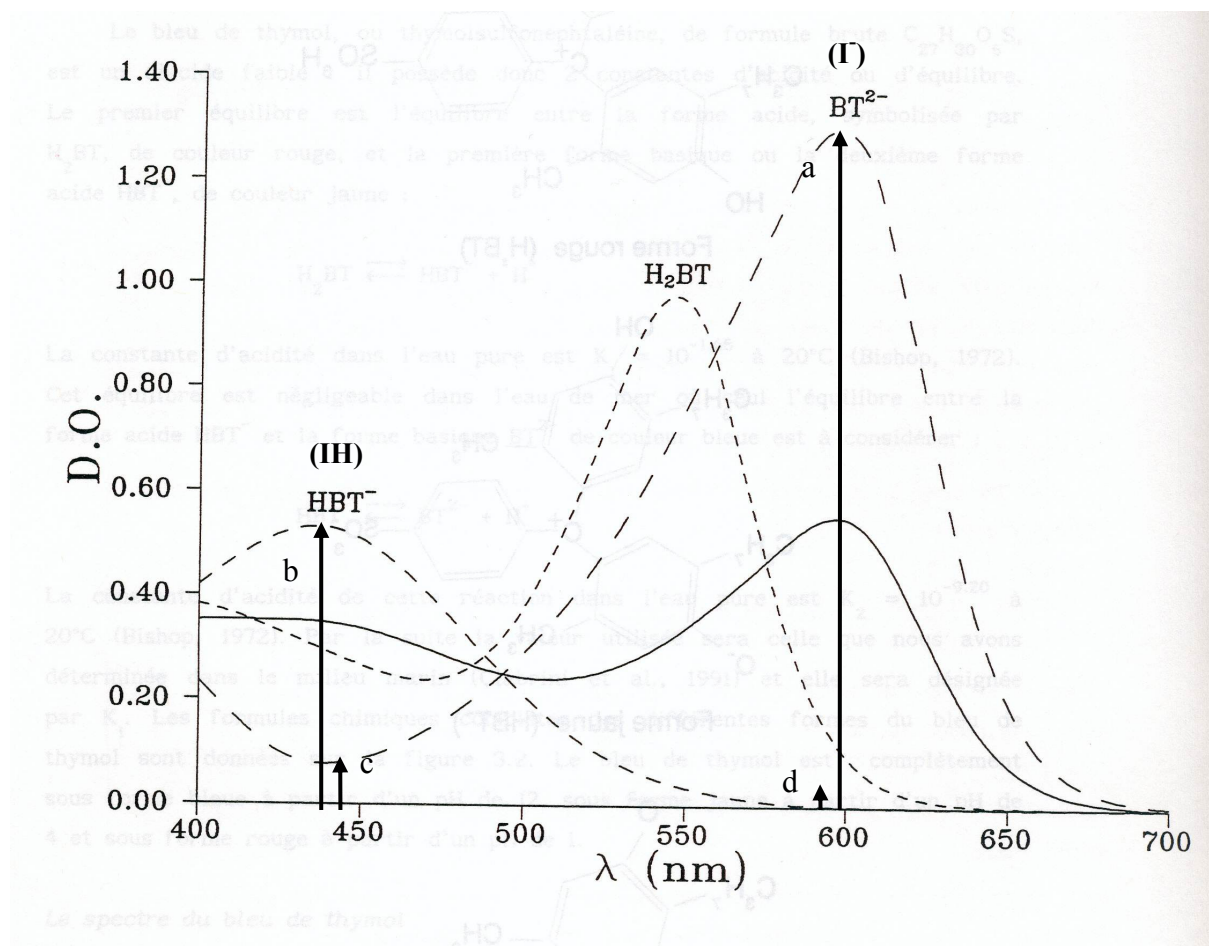


Figure 55 : spectre d'absorption du bleu de Thymol (H₂BT) et de sa forme acide BT²⁻ (I) et basique HBT⁻ (II) pour une concentration c égale à 4.10⁻³ mol l⁻¹. Cette figure est issue de [Lefèvre, 1994]. Les termes a, b, c et d ont été rajoutés sur cette figure et correspondent, respectivement à A₅₉₆^{I-}, A₄₃₄^{IH}, A₄₃₄^{I-} et A₅₉₆^{IH}.

d) Relation théorique pour pH et pCO₂.

[Zhang and Byrne, 1996] ont mesuré le pK du bleu de thymol. Toutefois, leur spectrophotomètre est différent de celui utilisé par les bouées CARIOCA donc il a fallu adapter leurs coefficients e_{1b} , e_{2b} et e_{3b} (rapport d'absorption molaire du colorant) afin de tenir compte de la largeur de bande passante du capteur de pCO₂ des bouées CARIOCA. Une expérience en laboratoire a été menée dans ce but en utilisant le spectrophotomètre des bouées CARIOCA. Des mesures de la forme acide et basique du bleu de thymol ont été effectuées à 25°C et finalement, les coefficients trouvés au cours de cette expériences sont : $e_1=0$, $e_2=0.929e_{2b}$ et $e_3=1.022e_{3b}$. Il est à noter que sur la Figure 55, ces coefficients correspondent à :

$$e_1 = \frac{d}{b}, e_2 = \frac{a}{b} \text{ et } e_3 = \frac{c}{b}.$$

La relation donnant le pH pour les bouées CARIOCA est, donc, la suivante :

Équation 24 : relation de [Zhang and Byrne, 1996] adaptée pour les bouées CARIOCA.

$$pH = pK_i - \log(e_2 \cdot R - e_3) \quad [24]$$

avec e_i : le rapport des coefficients d'extinction molaire à 434 et 596 nm (CARIOCA).

R : le rapport entre A_{434} et A_{596} .

A partir du pH et de A_T , la valeur théorique du pCO₂ (pCO_{2th}) est estimée. Sa formule est la suivante :

Équation 25 : relation donnant pCO_{2th} pour les bouées CARIOCA.

$$pCO_{2th} = \frac{K_i \cdot A_T}{s \cdot K_1} \cdot [e_2 \cdot R - e_3] \cdot \left[\frac{1 - \frac{c}{A_T} \cdot \frac{1}{(1 + e_2 \cdot R - e_3)}}{1 + 2 \cdot \frac{K_2}{K_1 \cdot (e_2 \cdot R - e_3)}} \right] \quad [25]$$

avec K_1 et K_2 : les constantes d'équilibre de l'Équation 2 et de l'Équation 3 respectivement (équation de dissociation des carbonates).

Elles ont été calculées par [Lueker et al., 2000] et dépendent principalement de la température et de la salinité.

s : la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer ([Weiss, 1974]).

Elle dépend essentiellement de la température et de la salinité.

c : la concentration du bleu de Thymol ($c=1 \cdot 10^{-4}$ mole kg⁻¹ pour les CARIOCA).

K_i : la constante d'équilibre de l'Équation 20 (équation de dissociation du bleu de Thymol).

Elle est donnée par [Zhang and Byrne, 1996] et dépend de la température et de la salinité de l'eau de mer.

2. Le paramètre de contrôle Am.

Un terme important pour la surveillance du bon fonctionnement du spectrophotomètre des bouées est le Am. Il est défini comme le coefficient d'absorption du colorant pour la longueur d'onde λ égale à 596 nm dans le cas où tout le colorant est sous forme basique (c'est-à-dire, [IH] égale à zéro). Alors, la formule définissant le coefficient d'absorbance A_{596} dans l'Équation 23 devient :

$$Am = A_{596}([IH] = 0) = \varepsilon_{596}^I \cdot c \cdot l$$

A_m peut être défini en fonction de R , e_2 , e_3 , A_{596} et A_{434} . Tout d'abord, il faut partir de l'équation précédente définissant A_m et de l'équation définissant la concentration c du colorant (Équation 21) pour obtenir le rapport entre $[IH]$ et $[I^-]$ ($\frac{[IH]}{[I^-]}$) en fonction A_m et de A_{596} . Ensuite, il faut aussi définir $\frac{[IH]}{[I^-]}$ en fonction de R et des rapports d'absorption molaire du colorant (e_2 et e_3) en se servant de l'Équation 20 et de l'Équation 24. Enfin, la formule recherchée est obtenue en utilisant les deux relations obtenues pour $\frac{[IH]}{[I^-]}$:

Équation 26 : le paramètre de surveillance A_m .

$$A_m = e_2 \cdot A_{434} + (1 - e_3) \cdot A_{596} \quad [26]$$

avec e_i : le rapport des coefficients molaire d'extinction molaire à 434 et 596 nm du colorant (coefficients de [Zhang and Byrne, 1996] adaptés pour les bouées CARIOCA).

A_i : l'absorbance A du colorant (pour la longueur d'onde λ égale à 434 ou 596 nm).

Le coefficient A_m est estimé, systématiquement, pour les bouées CARIOCA possédant un spectrophotomètre à trois longueurs d'onde. Il est, théoriquement, une fonction décroissante de la température (avec une pente de l'ordre de -2 ‰) si le produit de la concentration du colorant (c) par la longueur du chemin optique du capteur de pCO_2 (l) ne varie pas. Il est légèrement différent pour chaque bouée car il dépend en partie de la géométrie de la cellule du capteur. Ce coefficient permet donc de surveiller le bon fonctionnement du spectrophotomètre.

3. Le système ARGOS.

ARGOS est un système français qui utilise des satellites américains de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Son but est, d'une part d'estimer la position d'objets qui peuvent être fixes ou mobiles et, d'autre part, de collecter les mesures transmises grâce à des émetteurs radio autonomes (balises ARGOS). Le principal atout de ARGOS est sa couverture globale donc il permet la localisation d'un objet qui peut être situé n'importe où sur la Terre.

Les satellites sont en orbite circulaire à une altitude de 850 km au dessus du niveau de la mer. Leur vitesse est de 7.6 km s^{-1} donc, ils font le tour de la Terre en 100 minutes.

Chaque satellite peut recevoir les émissions de messages de balises situées dans un rayon de 5000 km centré au dessous de lui. Ensuite, le message est relayé vers des stations de réception terrestres. Les trois principales sont :

- Lannion en France.
- Wallops Island aux USA.
- Fairbanks (Alaska) aux USA.

Ces stations relaient ce message à des centres de traitements. Les données sont ensuite traitées par ces centres afin de déterminer la position de la balise et de décoder les données transmises par elle. Enfin, ces centres distribuent les résultats aux différents utilisateurs.

Le système Argos est exploité et géré par :

- la société CLS (collecte, Localisation, Satellites) située près de Toulouse en France.
- Service Argos, Inc., une des filiales américaines de CLS située à Largo dans le Maryland aux USA.

Le principe et le détail des traitements effectués sont indiqués sur le site du CLS (http://www.cls.fr/welcome_fr.html). Je donne maintenant le principe de la localisation d'objet par le système ARGOS. Il existe deux possibilités. Soit la localisation s'effectue par effet doppler, soit elle s'effectue en utilisant le système GPS (Global Positioning system).

Dans le premier cas, un satellite reçoit plusieurs messages de la même balise. Il est à noter que toutes les balises émettent à la même fréquence. Toutefois, les codes et les périodes d'émissions sont différentes ce qui permet de les distinguer. La localisation des balises s'effectue grâce à l'effet doppler-Fizeau. Pour expliquer ce phénomène, prenons l'exemple d'une ambulance qui s'approche puis s'éloigne d'un observateur immobile sur la chaussée et qui écoute sa sirène. Il s'aperçoit que le son lui apparaît différent selon l'emplacement du véhicule par rapport à lui. Lorsque l'ambulance se rapproche, le son émis par l'ambulance lui paraît plus aigu. Mais dès que l'ambulance s'éloigne, le son lui paraît plus grave. En fait, dans le premier cas, la fréquence du signal reçue par l'observateur (f_2) est supérieure à celle émise par la sirène (f_1) tandis que dans l'autre cas, c'est le contraire. Il est à noter que la fréquence f_2 diminue toujours au cours du mouvement de l'ambulance : f_2 reste supérieure à f_1 lors de la phase d'approche puis est égale à f_1 lorsque l'ambulance est devant l'observateur et enfin est inférieure à f_1 lors de la phase d'éloignement. Ceci s'applique aussi au cas des ondes émises par la balise ARGOS. En utilisant ce décalage de fréquence, il est possible de calculer la position de la balise. Cette localisation s'effectue avec une erreur de 150 m à 300 m.

Dans le deuxième cas, la balise ARGOS dispose d'un récepteur GPS. La localisation de la position de la balise est estimée par ce dernier avec une précision meilleure que 100 m. La position de la balise est ensuite transmise par l'émetteur ARGOS. Les avantages de l'association GPS-doppler sont nombreux. La précision de la localisation est meilleure que dans le cas précédent. De plus, ce système permet une localisation à intervalles réguliers (toutes les heures par exemple) et un plus grand nombre de localisation par rapport au système ARGOS seul. Toutefois, les bouées CARIOCA ne possèdent qu'un émetteur ARGOS.

B. Articles.

1. Résumé étendu pour la VI^{ème} conférence sur le CO₂, Sendai, Japon, 2001.

Titre : **Variability of the air-sea CO₂ fluxes inferred from in situ and remotely sensed parameters in the southern ocean.**

Auteurs : Jacqueline Boutin¹, Yvan Rangama¹, Jacqueline Etcheto¹, Liliane Merlivat¹, Taro Takahashi², Bruno Dellile³ et Michel Frankignoulle³.

¹Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France.

²Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, USA.

³Université de Liège, Sart Tilman, Liège, Belgium.

Résumé :

Ce résumé étendu est composé de deux parties. Tout d'abord, nous étudions la variabilité spatiale et saisonnière des flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud venant du coefficient d'échange du CO₂, K, déduit de vents satellitaires et de la surface d'intégration, A. Puis, nous présentons une méthode (scénario I du chapitre III.B.4.c)(3)) qui permet d'extrapoler pCO₂ à partir de mesures in situ et de mesures satellitaires (SST Reynolds et chlorophylle SeaWiFS) dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande.

Le flux de CO₂ est estimé en se servant de l'Équation 10. Nous utilisons la variable KA définie comme $\int KdA$ afin d'étudier l'importance de la surface d'intégration et des fortes valeurs de vent sur le flux. En effet, pour un ΔpCO_2 supposé constant (la variabilité de ΔpCO_2 n'est pas abordée dans cette étude), le flux peut être défini comme le produit de KA par ΔpCO_2 . Le résultat important de cette étude est que la région comprise entre 45°S et 55°S possède une valeur de KA environ deux fois plus importante que les autres régions de l'océan sud. Ainsi, un ΔpCO_2 pris égale à $-10 \mu atm$ entraîne un flux absorbant d'environ 0.35 GtC an⁻¹.

Dans la deuxième partie du résumé étendu, nous nous servons de données satellitaires de SST et de la couleur de l'océan afin d'améliorer les extrapolations de pCO₂ au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. La méthode d'extrapolation appelée scénario I est décrite ici. Les données de SST permettent de séparer la région étudiée en zones possédant les mêmes propriétés biogéochimiques. D'autre part, nous trouvons des corrélations négatives entre pCO₂ et la chlorophylle sur les zones les plus sous saturées en pCO₂. Cela signifie que les variations du pCO₂ dans ces régions semblent être contrôlées principalement par la biologie.

VARIABILITY OF THE AIR-SEA CO₂ FLUXES INFERRED FROM IN SITU AND REMOTELY SENSED PARAMETERS IN THE SOUTHERN OCEAN

J. Boutin¹, Y. Rangama¹, J. Etcheto¹, L. Merlivat¹, T. Takahashi², B. Delille³ and M. Frankignoulle³

¹Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France

²Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, USA

³Université de Liège, Sart Tilman, Belgium

ABSTRACT

We analyse the impact of strong winds in the Southern Ocean: a constant yearly CO₂ partial pressure gradient equal to -10µatm all around the globe between 45° and 55° would lead to an absorbing flux of 0.35GtC yr⁻¹. We study pCO₂ measurements south of Australia and evidence a correlation between undersaturated pCO₂ values and SEAWIFS Chlorophyll measurements.

1. INTRODUCTION

The role of the Southern Ocean for air-sea CO₂ fluxes is poorly known mainly because of frequent bad weather which makes *in situ* measurements difficult. Present estimates of air-sea CO₂ fluxes deduced from global biogeochemical oceanic models, from inversion of atmospheric measurements and from *in situ* measurements are in large disagreements (e.g. [LeQuéré, 1999]) but studies indicate that this region may be a large sink for atmospheric CO₂ (up to 1GtC yr⁻¹ in the Subantarctic zone) [Metzl *et al.*, 1999] and may absorb one third to one half of the anthropogenic CO₂ [Orr *et al.*, 2001].

In this paper we analyse the spatial and seasonal variability of the CO₂ flux in the Southern Ocean coming from the variability of the CO₂ exchange coefficient, K, as deduced from satellite wind speeds. We also study the possible contribution of remotely sensed SST and ocean color for improving extrapolations of pCO₂ in the region south of Australia.

2. CO₂ EXCHANGE COEFFICIENT

The integrated CO₂ flux depends on the space and time distribution of K and CO₂ partial pressure gradient, ΔP and corresponding integration areas, A. We study the flux variability in the Southern Ocean coming from distribution of K and A, using the quantity: KA=∫KdA which denotes the integration of K over a given area and is proportional to K.cos(lat). If ΔP were constant, the flux over a given region could be written as: F=ΔP.KA. We compute KA from K climatological fields integrated over all longitudes of a given ocean (or region) and over 2.5° in latitude.

K are derived from high resolution (25km) satellite wind speeds, U₁₀, and monthly SST fields (Reynolds and Smith [1994]) using the [Wanninkhof, 1992] relationship for short-term wind speed (see Boutin and Etcheto, 1995 for more details). Global maps of K at 2.5°, 1 week resolution are deduced from these 25 km K estimates using the interpolation method described in Boutin *et al.* (1999). We build a K climatology over 9 years, from July 1991 to July 1999, using ERS1 and ERS2 wind products delivered by CERSAT/IFREMER and 3 months of SSM/I wind speeds.

Latitudinal KA profiles are plotted on Figures 1 and 2. We arbitrarily fix the limit between Atlantic and Indian Ocean at 23°E (south of Africa), between Indian and Pacific Ocean at 147°E (South of Tasmania) and between Pacific and Atlantic Ocean at 70°W (Drake Passage). With these limits, south of 30°S, the area of the Indian ocean is only about 10% less than the one of the Pacific Ocean; the area of the Atlantic Ocean being about two third of the Pacific one (Figure 1, right). Nevertheless, KA values in the Indian Ocean are higher than the ones in Pacific Ocean north of 37.5°S and south of 55°S, due to higher K values [Boutin and Etcheto, 1997]; the maximum in the Pacific ocean is located about 5° further south than in the Indian Ocean, again because of K spatial distribution. In the Atlantic Ocean, KA is one half to two third of the values encountered in the other oceans. Over all longitudes, due to high wind speeds encountered in this region, a relatively small ΔP would lead to significant flux value: a constant ΔP equal to -10µatm all around the globe between 45°S and 55°S would lead to an absorbing flux of 0.35GtC yr⁻¹.

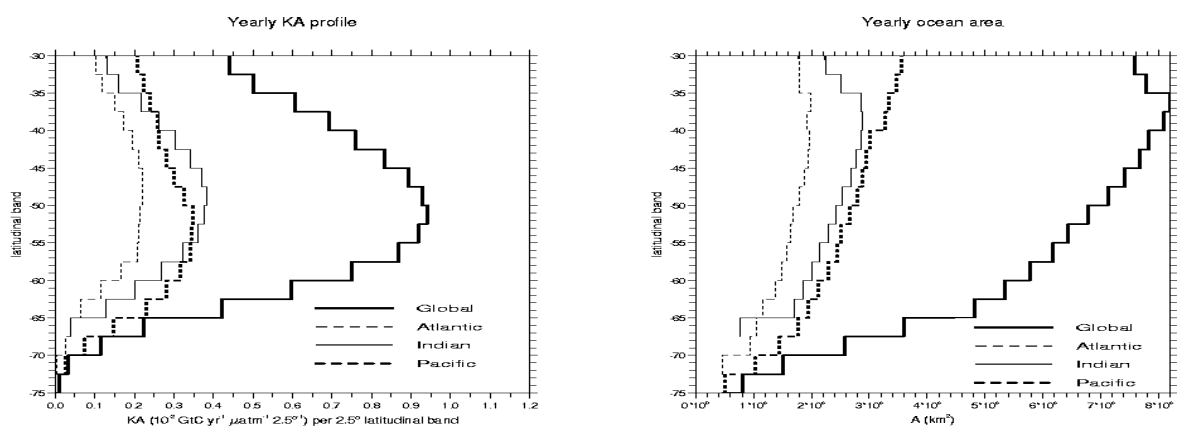


Fig. 1. Latitudinal profiles of: left: yearly K integrated over longitudes per 2.5° latitude (units $10^{-2} \text{ GtC yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1} 2.5^{\circ}$); right: area of integration.

Over the global ocean, the KA seasonal variation is weak south of 50°S (less than 12%) whereas it reaches 40% between 35°S and 40°S (see Figure 2).

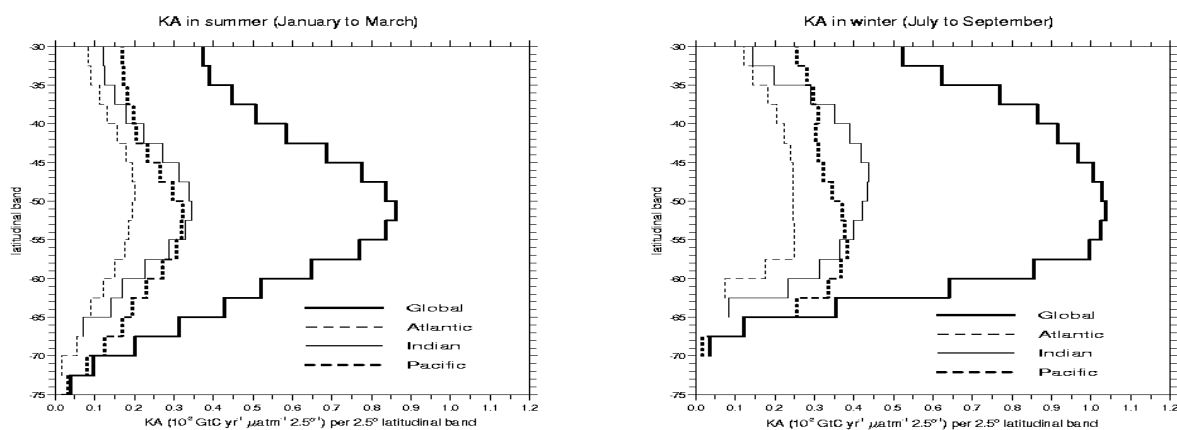


Fig 2. KA in summer (left) and winter (right). (units $10^{-2} \text{ GtC yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1} 2.5^{\circ}$)

3. pCO₂ SOUTH OF AUSTRALIA

We now examine correlations between pCO₂ and Chlorophyll in several SST ranges in the Southern Ocean. We concentrate on an area south of Australia, 135°E-165°W, 45°S-60°S, where several JGOFS pCO₂ cruises have been conducted in spring, summer and winter seasons: on the eastern part of the area by T. Takahashi and on the western part by the University of Liege (see Figure 3, on which we have superimposed South and North Subtropical front (SSTF and NSTF respectively) and Polar front (PF) derived by Belkin and Gordon [1996], Subantarctic front derived by Orsi et al.[1995]). Seasonal KA profiles south of 30°S are plotted on Figure 4: KA is about twice between 45°S and 60°S than at other latitudes, strengthening again that this range of latitudes can play an important role for the air-sea flux, even with relatively weak Δp gradients. If Δp were constant over all longitudes around the globe, the region under study would be responsible for 1/6th of the total flux between 45°S and 60°S. In that region KA seasonal variation is weak, about 15%.

When looking at north-south transects, we do not observe any precise correlation between the fronts plotted on Figure 3, SST and surface pCO₂. It is likely because these hydrological fronts were defined from ocean vertical depth properties which are not directly linked to surface properties. On another hand we observe that SST and pCO₂ latitudinal gradients were often located at the same place. As a consequence, instead of using these fronts to distinguish various regions with different pCO₂ characteristics, we use SST threshold to split each north-south transect in three regions, 60°S to SST1, SST1 to SST2, SST2 to 45°S. SST1 and SST2 these fronts to distinguish various regions with different pCO₂ behaviour, we use SST threshold to

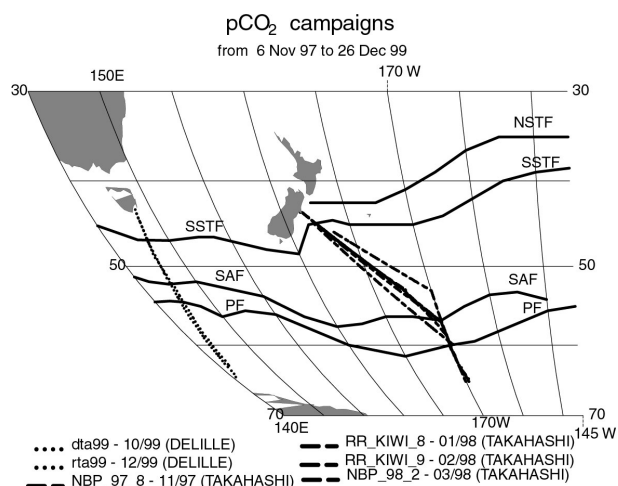


Fig 3. Location of the pCO₂ cruises superimposed on hydrological fronts

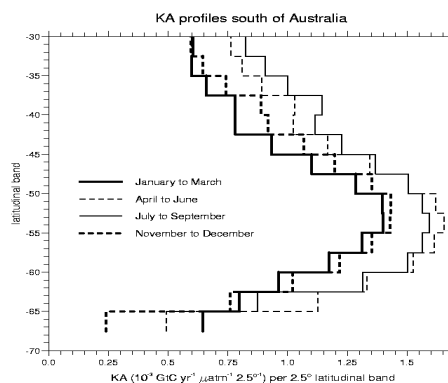


Fig 4. KA profiles south of Australia (units $10^3 \text{ GtC yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1} 2.5^\circ$)

split each north-south transect in three regions, 60°S to SST1, SST1 to SST2, SST2 to 45°S. SST1 and SST2 were chosen to correspond to SST N-S gradients larger than 1°C per 0.5° latitude; when several gradients exist, we choose the one having the strongest pCO₂ signature. The SST thresholds vary seasonally. Their values and locations are reported in Table 1, for east and west cruises, separately. When comparing Table 1 with the fronts on Figure 3, it appears that SST1 and SST2 are inside the subantarctic zone, between STF and SAF; on both eastern and western cruises SST1 is about 3° north of the SAF.

Table 1. Definition of SST thresholds

Season	SST1	Latitude of SST1- Eastern cruises	Latitude of SST1- Western cruises	SST2	Latitude of SST2- Eastern cruises	Latitude of SST2- Western cruises
Spring	6°C	53.8S	51.5S	10°C	46S	48.4S
Summer	8°C	53.5 to 54.2S	51.5S	11.5°	49.1S to 48.9S	48.2S
Fall	8°C	53.8 to 53.6S	No data	10.5°	48.7S to 48.3S	No data

In each of these 3 zones, for eastern and western campaigns, we look for relationship between pCO₂ and chlorophyll, Chl, deduced from SEAWIFS images at 9km resolution. Because of cloud screening of SEAWIFS images, we use Chl maps averaged over 3 to 7 weeks centered on the cruise campaign. Each pCO₂ measurement is collocated with these averaged Chl; in order to remove large spatial variations occurring at local scale which are likely to move in 3-7 weeks, we apply a running filter over 0.5° latitude on both pCO₂ and collocated Chl.

Table 2. Statistics of pCO₂-Chl fits (<pCO₂>, std and stdfit are in μatm; statistics for r>0.6 are in bold)

Season/regi on	60°S to SST1 (east)	60°S to SST1 (west)	SST1 to SST2 (east)	SST1 to SST2 (west)	SST2 to 45°S (east)	SST2 to 45°S (west)
Spring	<pCO ₂ >=361	<pCO ₂ >=362	<pCO ₂ >= 347	<pCO ₂ >=347	-	<pCO ₂ >=332
Std/std-fit	2.0 / 1.8	5.4 / 4.9	9.7 / 7.9	3.7 / 3.4		4.6 / 4.1
	r=0.4	r=0.4	r=0.6	r=0.4		r=0.4
Summer	<pCO ₂ >= 342	<pCO ₂ >=353	<pCO ₂ >=340	<pCO ₂ >= 334	<pCO ₂ >= 349	<pCO ₂ >= 326
Std/std-fit	7.9 / 6.0	9.2 / 8.3	10.0 / 9.8	8.9 / 6.2	14.3 / 6.8	6.3 / 4.8
	r=0.6	r=0.4	r=0.3	r=0.7	r=0.9	r=0.7
Fall	<pCO ₂ >=350	No data	<pCO ₂ >= 341	No data	<pCO ₂ >= 323	No data
Std/std-fit	2.2 / 2.0		5.4 / 4.3		9.5 / 3.9	
	r=0.4		r=0.6		r=0.9	

In order to quantify the improvement given by a fit to the pCO₂ determination, we examine in each zone the pCO₂ average, <pCO₂>, its the standard deviation, std, and its standard deviation with respect to the pCO₂-fit, std-fit, as well as the correlation coefficient of the fit, r, (Table 2). First, we observe that the region south of 45°S is never outgassing, with a pCO₂ always under or close to the atmospheric pCO₂.

Second, the better correlation coefficients between pCO₂ and Chl are obtained in the most undersaturated regions and the slopes of the fits are always negative, an indication that the pCO₂ undersaturation could be due to primary production. The fits obtained in regions between SST1 and SST2 are shown on Figure 5 for the three seasons. Slopes of the fits obtained in Spring are more negative than the ones obtained in summer and fall possibly linked to the beginning of the blooms.

The improvement on the pCO₂ determination coming from chl-fits is clear: when the pCO₂-Chl fit is removed, the resulting std-fit is always less than 9.7 μatm whereas std amounts to up to 14.7 μatm. Part of the remaining pCO₂ scatter may come from the time average of SEAWIFS chlorophyll maps.

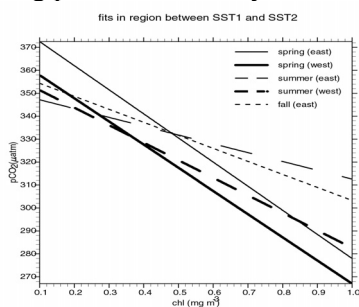


Figure 5: fits obtained for SST between SST1 and SST2.

4. CONCLUSION

Integrations of K over the Southern ocean evidence that even relatively small Δp values may lead to significant flux when dealing with global air-sea flux. It is therefore of prime importance to refine Δp determination in that region because (1) it may be a large sink for anthropogenic CO₂, and (2) a small error on Δp lead to large error in air-sea flux.

We analyse the pCO₂ variability south of Australia and evidence that the most undersaturated pCO₂ values are correlated with Chl concentrations. When the Chl contribution is removed standard deviations of pCO₂ are lower than 10 μatm. Nevertheless, relationships presented here need to be refined with independent measurements. This 10 μatm value may appear to be large with respect to the previous discussion on K; however it corresponds to scattering over individual measurements while the quantity of interest for a correct determination of the air-sea flux determination is the Δp average over time and space scales at which K and Δp are decorrelated.

ACKNOWLEDGMENTS

CERSAT/IFREMER produced the level 2 ERS1 wind speed data. This work was done with support from Programme National Processus Biogéochimiques dans l'Océan.

REFERENCES

- Belkin, I.M., and A.L. Gordon, Southern ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3675-3696, 1996.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO₂ exchange coefficient: Consequences for the CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, *11*, 453-470, 1997.
- LeQuéré, C., Variabilité du carbone océanique de 1979 à 1997 : modélisation et évaluation, Phd thesis, University Pierre et Marie Curie, PARIS, 1999.
- Metzl, N., B. Tilbrook, and A. Poisson, The annual fCO₂ cycle and the air-sea CO₂ flux in the sub-Antarctic Ocean, *submitted to Tellus*, 1999.
- Orr, J.C. et al., Estimates of anthropogenic carbon uptake from 3-D global ocean models, *Global Biogeochem. Cycles*, *15*, 43-60, 2001.
- Orsi, A.H., T.W. III, and W.D. Nowlin, On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current, *Deep Sea Res.*, *42*, 641-673, 1995.
- Reynolds, R.W., and T.M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Clim.*, *7*, 929-948, 1994.
- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7373-7382, 1992.

**2. Article [Boutin et al., 2002] paru dans le journal
Geophysical Research Letter, volume 29, n°8,
10.1029/2001GL013872, 2002.**

Titre : Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes.

Auteurs : Jacqueline Boutin, Yvan Rangama, Jacqueline Etcheto et Liliane Merlivat
Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France.

Résumé :

Nous avons comparé la variabilité des flux air-mer de CO₂ déduits de différentes paramétrisations entre le coefficient d'échange K et le vent en se servant de champs de vents satellitaires estimés à 10 m au dessus de la surface de la mer (U_{10}). Quatre relations ont été étudiées : la relation de [Liss and Merlivat, 1986] (relations linéaires entre le vent et K), celle de [Wanninkhof, 1992] (K est proportionnelle au carré de U_{10}), celle de [Wanninkhof and McGillis, 1999] (relation cubique entre K et U_{10}) et enfin, celle de [Nightingale et al., 2000] (K est une fonction quadratique de U_{10}). Ces relations semi-empiriques, combinent à la fois des mesures et des considérations théoriques. Dans cet article, l'estimation du flux global de CO₂ est comprise entre 1.2 et 2.7 GtC an⁻¹ montrant le désaccord entre ces différentes relations. En outre, les deux résultats importants présentés dans l'article sont d'une part, que l'importance relative entre les flux absorbant (de l'atmosphère vers l'océan) et les flux dégazant (de l'océan vers l'atmosphère) dépend de la forme de la relation K- U_{10} choisie (à cause d'une corrélation entre le sens des échanges et le vent), et, d'autre part, que la grande partie des différences entre les flux déduits de ces relations semi-empiriques et des champs de vents satellitaires était due à des paramétrisations différentes des relations K-U dans la gamme de vent compris entre 4 et 17 m s⁻¹.

Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes

J. Boutin, J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, UMR7617: CNRS, IRD, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

Received 1 August 2001; revised 31 December 2001; accepted 10 January 2002; published 18 April 2002.

[1] We examine the consequences of using four exchange coefficient versus wind speed parameterisations on the air-sea CO₂ flux estimation, using one year of satellite wind speed measurements at global scale. Estimates of the global net CO₂ flux to the ocean vary from 1.2 to 2.7 GtC yr⁻¹. Additionally, we show 1) that the relative importance of outgassing and absorption fluxes is dependent on the form of the relationships due to a correlation between the direction of the flux and wind speed and 2) that differences on global net air-sea flux deduced from different K parameterisations are primarily due to parameterisation differences in the wind speed range between 4 and 17 ms⁻¹. *INDEX TERMS*: 4806 Oceanography: Biological and Chemical: Carbon cycling; 4805 Oceanography: Biological and Chemical: Biogeochemical cycles (1615); 4504 Oceanography: Physical: Air/sea interaction (0312); 3360 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Remote sensing

1. Introduction

[2] The estimate of the anthropogenic CO₂ oceanic sink is of primary importance for climatological studies. A way to estimate it over the global ocean is to integrate in space and time the local air-sea CO₂ flux taken as the product of the air-sea CO₂ partial pressure gradient, ΔpCO₂, and of the air-sea CO₂ exchange coefficient, K. Error sources on the flux estimated with this method are mainly linked to uncertainties concerning (1) the determination of K and (2) the space and time distribution of ΔpCO₂. In this paper we focus on the former since new parameterisations relating K to the sea surface wind speed at 10m height, U₁₀, have recently been proposed based on new experiments conducted at sea [Wanninkhof and McGillis, 1999; Nightingale et al., 2000]. Using these new K-U parameterisations in conjunction with satellite wind speeds to predict K, we study how seasonal and regional fluxes are affected with respect to older K-U parameterisations widely used. In addition we assess the wind speed range in which the K parameterisation is most critical to the global flux determination.

2. Exchange Coefficient

2.1. Data and Methods

[3] We test four K-U₁₀ parameterisations, frequently used in the literature or recently proposed based on new in situ measurements: Liss and Merlivat [1986] (K_{LM}), Wanninkhof [1992] (K_W), Wanninkhof and McGillis [1999] (K_{WMG}) and Nightingale et al. [2000] (K_N).

[4] The K_{LM} parameterisation was deduced, taking into account the physics of the air-sea interface, from wind tunnel measurements. Lake measurements were used for normalisation. It is divided in three regimes, smooth surface, rough surface and breaking waves regimes. The K_N parameterisation was deduced from dual tracers

experiments at sea. The K_W and K_{WMG} parameterisations used respectively a quadratic and cubic fit to the bomb ¹⁴C inventory. Since we use high resolution satellite wind speeds (see below), we choose the K_W and K_{WMG} parameterisations suitable for short term wind speed.

[5] The four K(U₁₀) relationships at 20°C are plotted on Figure 1. Whatever U₁₀, K_{LM} is systematically lower than K_W and K_N; K_N takes intermediate values between K_{LM} and K_W. On another hand, K_{WMG} is close to K_{LM} at low to moderate U₁₀ and becomes higher than the other parameterisations for U₁₀ above 11m s⁻¹. As a consequence the ratio K_W/K_{WMG} (Figure 1) varies from more than 3.7 below 3 m s⁻¹ to less than 0.6 above 17 m s⁻¹. Since both parameterisations were normalised to the bomb ¹⁴C inventory this could be expected: the higher K_{WMG} at high wind speed must be compensated by a lower K_{WMG} at low wind speed.

[6] We derive global fields of K from the above parameterisations, high resolution satellite wind speeds and averaged maps of sea surface temperature, SST (see Boutin and Etcheto [1995] for more details): we compute K for each U₁₀ retrieved at 25 km resolution from instantaneous ERS1 scatterometer measurements by CERSAT/IFREMER; gas solubility and Schmidt number are computed for a constant salinity of 35‰ and for SST, averaged over 1° and 1 month [Reynolds and Smith, 1994]. Then, the 25 km K estimates are interpolated on weekly 2.5° resolution grids in the way described in Boutin et al. [1999]. Latitudinal profiles are deduced from integration of these grids. We perform this study for

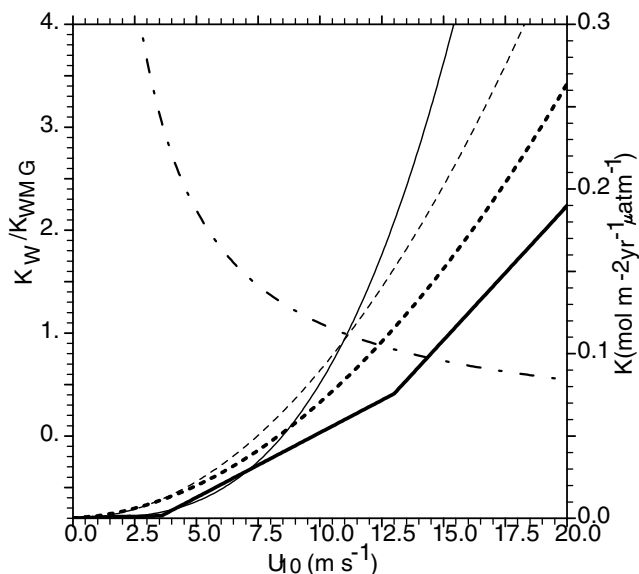


Figure 1. K(U₁₀) parameterisations at 20°C from: Liss and Merlivat [1986] thick line; Nightingale et al. [2000] thick dashed line; Wanninkhof, 1992 thin dashed line; Wanninkhof and McGillis [1999] thin line. The dashed dotted line shows K_W/K_{WMG} versus U₁₀.

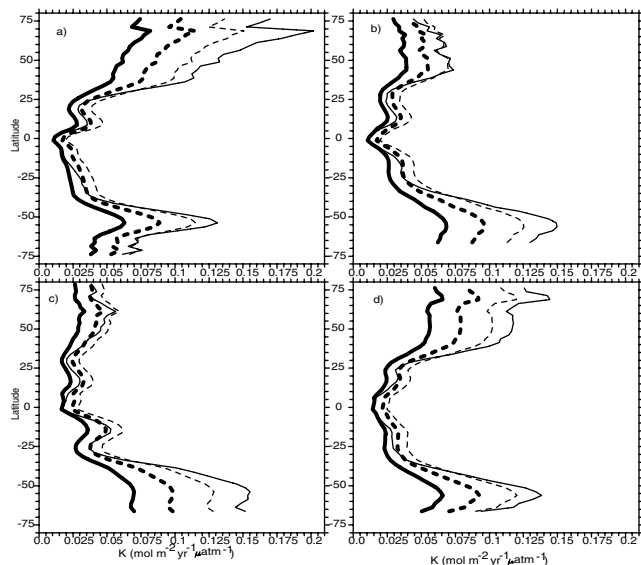


Figure 2. K latitudinal profiles in 1995: (a) first quarter, (b) second quarter, (c) third quarter, (d) fourth quarter. (same lines as in Figure 1).

the year 1995, a non El Niño year, chosen by *Takahashi et al.* [1999] as reference for the $\Delta p\text{CO}_2$ fields.

2.2. Results

[7] K latitudinal profiles are plotted in Figure 2 for the four quarters of 1995. The seasonal variation is large at mid and high northern latitude (between 25°N and 80°N) while K is high at all seasons south of 35°S with only a weak seasonal variation as described by *Boutin and Etcheto* [1997]. As expected from Figure 1, K_{LM} and K_{WMG} are very close in the equatorial region where the wind speed is low while K_{WMG} is larger than the other parameterisations in regions of high wind speed: at high southern latitude all the year long and at mid and high northern latitude in Autumn and Winter.

3. Air-Sea CO_2 Fluxes

3.1. Data and Methods

[8] Monthly fields of air-sea CO_2 flux (hereafter called Φ_{LM} , Φ_{N} , Φ_{W} and Φ_{WMG}) are derived as the product of K and $\Delta p\text{CO}_2$ fields. The $\Delta p\text{CO}_2$ fields are taken from the *Takahashi et al.* [1999] monthly climatology. Latitudinal profiles are derived from integration of the flux fields.

3.2. Results

[9] Figure 3 shows the net flux latitudinal profiles for the four quarters of 1995. The equatorial region is always outgassing, the other regions being absorbing all the year long with the exception of the northern subtropical latitudinal band 15°N – 40°N which is absorbing in Winter, Spring and (slightly) Autumn and outgassing in Summer. A similar but much weaker effect is observed in the southern subtropical latitudinal band 15°S – 30°S . This is a consequence of the $\Delta p\text{CO}_2$ seasonal variation and has consequences on the global net flux. Φ_{WMG} is close to Φ_{LM} in outgassing regions where the wind is low. It is larger or equal to Φ_{W} in absorbing regions where the wind is moderate to high.

[10] The yearly net fluxes and exchange coefficients are indicated in Table 1 for five latitudinal bands plus the global ocean. The global K_{W} and K_{WMG} are different while they are both normalised to the bomb ^{14}C inventory and should be $6.2 \cdot 10^{-2} \text{ mole m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$: this is because the ERS1 global

mean wind speed, 7.1 m s^{-1} , is less than 7.4 m s^{-1} , the value used for the normalisation. The ratio $K_{\text{W}}/K_{\text{LM}}$ is 1.77, in agreement with previous studies. The global value of K_{N} is half way between K_{LM} and K_{W} . The global net flux is absorbing whatever the parameterisations; even though the global average of K_{WMG} is lower than the one of K_{W} , the global net flux, Φ_{WMG} , is more absorbing (higher in absolute value) than Φ_{W} . This is because K_{WMG} is smaller than K_{W} at low wind speed, in most outgassing regions (e.g. equatorial band, Figure 2) and larger at high wind speed (e.g. high southern latitudes, Figure 2) so that at global scale the outgassed Φ_{WMG} is about 70% of the outgassed Φ_{W} while the absorbed flux is nearly the same. Nevertheless, global Φ_{W} and Φ_{WMG} are more absorbing than the ones deduced by [*Wanninkhof and McGillis*, 2000] because we use a more recent map of $\Delta p\text{CO}_2$ fields [*Takahashi et al.*, 1999]. The $\Phi_{\text{WMG}}/\Phi_{\text{W}}$ ratio is lower in our study than in [*Wanninkhof and McGillis*, 2000] (1.2 instead of 1.7) because of a lower global ERS1 mean wind speed and because we use the K-U parameterisation for short term wind: if we apply the parameterisation for long term wind to 3-month 2.5° averaged ERS1 wind speeds, we obtain a $\Phi_{\text{WMG}}/\Phi_{\text{W}}$ ratio of 1.5.

[11] While the seasonal variation of the K integrated over the global ocean is small (not shown; the peak-to-peak variations are lower than 15% of the mean K whatever the K-U parameterisation), the peak-to-peak seasonal variation of the global net fluxes (Figure 4a) amounts to approximately 100% of their yearly mean values for Φ_{LM} , Φ_{N} and Φ_{W} , 80% for Φ_{WMG} . It comes from a pronounced seasonal variation of the global outgassing flux (Figure 4c) in phase with the one of the absorption flux (Figure 4b), mainly due to the band 15°N – 40°N (see Figure 3). The net yearly flux absorbed by this band is not large (Table 1) because the Summer outgassing partly compensates for the Winter-Spring absorption.

4. Critical Wind Speed Range

4.1. Data and Methods

[12] The consequences of inaccuracies of K on the global air-sea CO_2 flux depend on the space and time distribution of the wind speed relative to the one of $\Delta p\text{CO}_2$. In order to determine the influence of a wind speed range on the CO_2 flux, we compute the

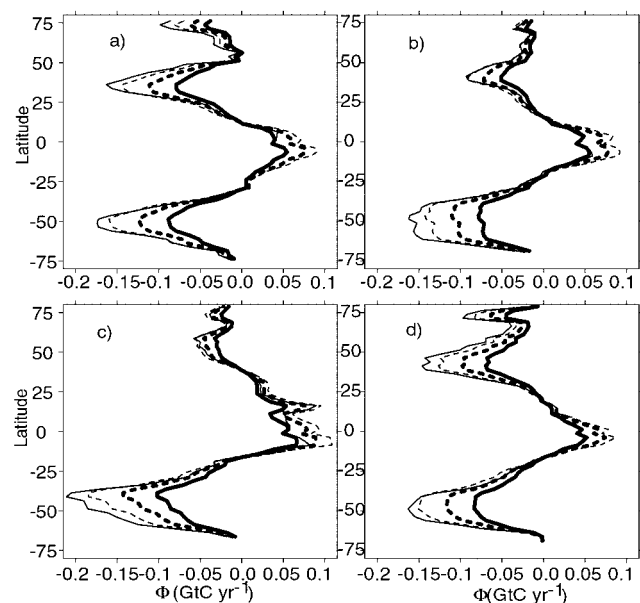


Figure 3. Same as Figure 2 for the air-sea CO_2 flux.

Table 1. Flux (Plain) and Exchange Coefficient (Italic) on the Global Ocean and in Five Latitudinal Bands for the Four Parameterisations

	80S–80N	80N–40N	40N–15N	15N–15S	15S–40S	40S–80S
$\Phi_{LM}(\text{GtC yr}^{-1})(K_{LM} (10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}))$	-1.18(3.31)	-0.43(4.54)	-0.19(2.67)	-0.45(1.99)	-0.27(2.88)	-0.74(5.79)
$\Phi_{N}(\text{GtC yr}^{-1})(K_{N} (10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}))$	-1.65(4.67)	-0.61(6.40)	-0.26(3.78)	-0.64(2.83)	-0.37(4.05)	-1.05(8.14)
$\Phi_{W}(\text{GtC yr}^{-1})(K_{W} (10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}))$	-2.18(5.86)	-0.78(8.20)	-0.34(4.66)	-0.76(3.39)	-0.47(5.02)	-1.35(10.53)
$\Phi_{WMG}(\text{GtC yr}^{-1})(K_{WMG} (10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}))$	-2.67(5.61)	-0.84(8.97)	-0.35(4.00)	-0.49(2.34)	-0.46(4.29)	-1.51(11.94)

air-sea CO_2 flux associated with winds below a given threshold value U_T .

[13] In order to accelerate data processing, instead of computing K from instantaneous measurements of U_{10} at 25 km resolution, we use $1^\circ \times 1^\circ$ and 1 week resolution maps of U_{10} average, $\langle U \rangle$, and of its associated standard deviation, σ_U . In order to avoid systematic low bias of K computed from $\langle U \rangle$ [Boutin and Etcheto, 1991; Bates and Merlivat, 2001], in each 1° weekly raster we compute the probability density function of K assuming a Weibull probability density function for U having the measured $\langle U \rangle$ and σ_U [Justus et al., 1978]; then we integrate K for U_{10} between 0 and U_T .

4.2. Results

[14] Contrary to the K - U relationships whose first derivative is always increasing with the wind speed, the rate of increase of the global net flux with the wind-speed (Figure 5) is maximum between 6 and 11 m s^{-1} for Φ_{LM} , 7 and 13 m s^{-1} for Φ_N and Φ_W , and 9 and 14 m s^{-1} for Φ_{WMG} , as a result of the space and time distribution of U and $\Delta p\text{CO}_2$. About 90% of the total net flux comes from regions

where the wind speed is between 4 m s^{-1} and 17 m s^{-1} . The global net flux coming from regions of wind speeds lower than 4 m s^{-1} is less than 0.1 GtC yr^{-1} . However, the weak global net flux observed on Figure 5 at low wind speed results from a compensation between the outgassing and the absorbing fluxes (not shown): the outgassing flux reaches 0.1 GtC yr^{-1} for $U_T = 2 \text{ m s}^{-1}$ (K_N and K_W) and 4 m s^{-1} (K_{LM} and K_{WMG}). Therefore, when looking at regional scale, it is necessary to refine the K - U parameterisation and the wind speed quality from 2 m s^{-1} whereas when looking at global scale, only wind speeds greater than 4 m s^{-1} are critical. The global net flux coming from regions of high wind speeds is less than 0.15 GtC yr^{-1} for U higher than 17 m s^{-1} when dealing with parameterizations close to a second order polynomial function (K_{LM} , K_N and K_W); with the cubic K_{WMG} parameterisation the contribution of high wind speeds remains important up to 20 m s^{-1} . Since, above 15 m s^{-1} , the flux is mostly absorbing, the same thresholds are still valid when dealing with regional scale.

[15] Satellite wind speeds retrieval algorithms perform better in the range 3–15 m s^{-1} (with a precision usually around 1 m s^{-1}), a range well suited for large scale CO_2 flux estimates. Systematic low biases of ERS wind speeds [Boutin et al., 1999] may occur which would make the true threshold about 0.5 m s^{-1} higher than the value indicated here.

[16] From that study it appears that it is important to refine the K - U parameterisations in the range 4–17 m s^{-1} . However, the weak effects of low and high wind speeds have to be taken with care since they are dependent upon the shape of the K - U parameterisation and upon the $\Delta p\text{CO}_2$ fields which have been used in our study. In particular, we do not take into account possible chemical enhancement effect which could decrease absorbed global net flux by 5% due to an increase of K at very low wind speed [Boutin and Etcheto, 1991]. It is likely that ERS scatter-

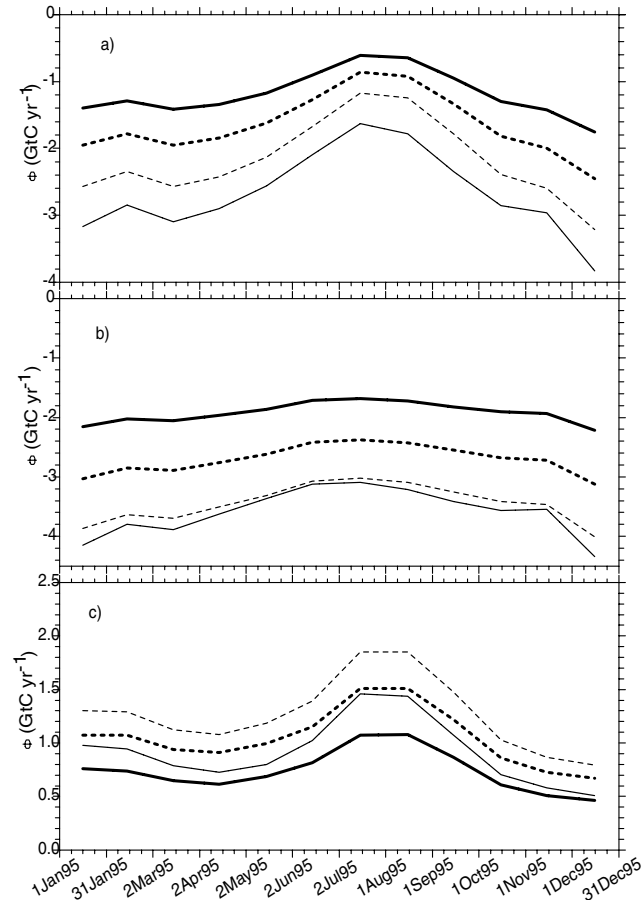


Figure 4. Seasonal variation of (a) the net flux, (b) absorbing flux and (c) outgassing flux integrated over the global ocean. (same lines drawing as in Figure 1).

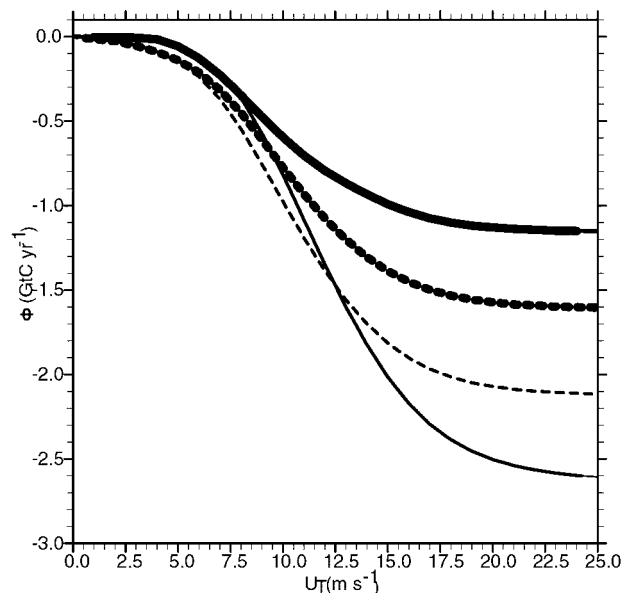


Figure 5. Global net air-sea flux integrated below a threshold wind speed U_T . (same lines drawing as in Figure 1).

ometer saturates at high wind speed, above 25 m s^{-1} , but taking the same hypotheses as [Bates *et al.*, 1998] to estimate effects of hurricane, we conclude that the possible underestimate of our global absorbing flux is less than 0.1 GtC yr^{-1} .

5. Conclusion

[17] The different K-U parameterisations have consequences not only on the global net flux but also on the respective part played by the outgassed and absorbed fluxes because of the correlation between the sign of $\Delta p\text{CO}_2$ and the wind speed regime.

[18] These results have important consequences. To determine regional net fluxes within an accuracy of 0.15 GtC yr^{-1} , the wind speed range between 2 and 17 m s^{-1} is the most critical; when looking at global scale only, the lower threshold becomes 4 m s^{-1} . The fact that K-U parameterisations are particularly difficult to determine at high wind speed and thus particularly uncertain, does not prevent global net flux determination, provided that correlations between high winds and $\Delta p\text{CO}_2$ are not too strong. As far as the satellite wind speeds are concerned, their lower quality at low and high wind speed do not prevent them being used for air-sea exchange studies at large scale.

[19] Another point should be stressed: when a K-U parameterisation is deduced by fitting a polynomial, the fit is adjusted depending on the distribution of the wind speed and on the chosen degree of the polynomial. However, usually, the wind data are not evenly distributed in wind speed, the wind distribution being either a Rayleigh distribution [Wanninkhof, 1992; Wanninkhof and McGillis, 1999], or the wind distribution observed during measurements [Nightingale *et al.*, 2000]. The fit should rather be adjusted using the distribution of the flux versus wind speed.

[20] Of course our results depend on the fields that we used. The wind speed fields should not change much depending on the data source used. The $\Delta p\text{CO}_2$ fields will certainly be improved in a near future due to the multiplication of the available in situ measurements.

[21] **Acknowledgments.** The authors are very much indebted to T. Takahashi for providing the $\Delta p\text{CO}_2$ fields. They thank M. Rafizadeh for computing support. CERSAT/IFREMER produced the level 2 ERS1 wind speed data. This work was done with support from Programme National Processus Biogéochimiques dans l'Océan et Flux and Programme National de Teledetection Spatiale.

References

- Bates, N., and L. Merlivat, The influence of short-term wind variability on air-sea CO_2 exchange, *Geophys. Res. Lett.*, in press, 2001.
- Bates, N. R., A. H. Knap, and A. F. Michaels, Contribution of hurricanes to local and global estimates of air-sea exchange of CO_2 , *Nature*, *395*, 58–61, 1998.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Intrinsic error in the air-sea CO_2 exchange coefficient resulting from the use of satellite wind speeds, *Tellus, Ser. B*, *43*, 236–246, 1991.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Estimating the chemical enhancement effect on the air-sea CO_2 exchange using the ERS1 scatterometer wind speeds, in *Air-Water Gas Transfer*, edited by B. J. a. E. C. Monahan, pp. 827–841, AEON Verlag & Studio, Hanau, Germany, 1995.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO_2 exchange coefficient: Consequences for the CO_2 fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, *11*, 453–470, 1997.
- Boutin, J., J. Etcheto, M. Rafizadeh, and D. C. E. Bakker, Comparison of NSCAT, ERS2 active microwave instrument, special sensor microwave imager, and Carbon Interface Ocean Atmosphere buoy wind speed: consequences for the air-sea CO_2 exchange coefficient, *J. Geophys. Res.*, *104(C5)*, 11,375–11,392, 1999.
- Justus, C. G., W. R. Hargraves, A. Mikhail, and D. Graber, Methods for estimating wind speed frequency distributions, *J. Appl. Meteor.*, *17*, 350–353, 1978.
- Liss, P. S. and L. Merlivat, Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, edited by P. Buat-Ménart, pp. 113–127, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- Nightingale, P. D., G. Malin, C. S. Law, A. J. Watson, P. S. Liss, M. I. Liddicoat, J. Boutin, and R. C. Upstill-Goddard, In-situ evaluation of air-sea gas exchange parameterisations using novel conservative and volatile tracers, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*, 373–387, 2000.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Clim.*, *7*, 929–948, 1994.
- Takahashi, T., R. H. Wanninkhof, R. A. Feely, R. F. Weiss, D. W. Chipman, N. Bates, J. Olafsson, C. Sabine, and S. C. Sutherland, Net sea-air CO_2 flux over the global oceans: an improved estimate based on the sea-air $p\text{CO}_2$ difference, in *2nd International Symposium CO_2 in the Oceans*, pp. 9–15, Tsukuba, Japan, 1999.
- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7373–7382, 1992.
- Wanninkhof, R., and W. R. McGillis, A cubic relationship between air-sea CO_2 exchange coefficient and wind speed, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1889–1892, 1999.

J. Boutin, J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, UMR7617: CNRS, IRD, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

3. Manuscrit [Rangama et al., 2004] révisé soumis à Journal of Geophysical Research - Ocean.

Titre: **Variability of net air-sea CO₂ flux inferred from in situ and satellite measurements in the Southern Ocean south of Tasmania and New Zealand.**

Auteurs: Yvan Rangama¹, Jacqueline Boutin¹, Jacqueline Etcheto¹, Liliane Merlivat¹, Taro Takahashi², Bruno Delille³, Michel Frankignoulle³, and Dorothee C.E Bakker⁴.

¹Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie/Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Lamont Doherty Earth Observatory, University of Columbia, Palisades, New York, USA.

³Unité d'Océanographie Chimique, MARE, Université de Liège, Liège, Belgium.

⁴School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, United Kingdom.

Résumé:

Nous avons développé des méthodes qui nous permettent d'extrapoler la pression partielle de CO₂ à la surface de l'océan dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (125°E – 155°O ; 45°S – 60°S ; 22 % de la bande en latitude comprise entre 45°S et 60°S) en utilisant à la fois des mesures in situ et des données satellitaires de SST et de la couleur de l'océan. La couverture spatiale et temporelle des satellites nous permet de surveiller pCO₂ à l'échelle régionale et d'en déduire les flux air-mer de CO₂ grâce aux vents télédéteçtés. Nous séparons dans un premier temps la région étudiée en plusieurs zones possédant des caractéristiques biogéochimiques propres. Nous trouvons que dans les régions riches en chlorophylle, pCO₂ est corrélé négativement avec la chlorophylle tandis que dans les autres zones, pCO₂ est plutôt anticorrélée avec la SST. Cela signifie que dans le premier cas, la biologie semble contrôler la variation du pCO₂ alors que dans le second, l'effet thermodynamique et de mélange sont les effets dominants. Un seuil en chlorophylle est utilisé pour définir les régions riches en chlorophylle. Ensuite, nous utilisons ces corrélations et de distributions mensuelles de chlorophylle SeaWiFS et de SST Reynolds pour élaborer les champs mensuels de pCO₂ sur ces régions de décembre 1997 à décembre 1998. Une validation de la méthode est effectuée en utilisant les données SOIREE. A partir des données de concentration atmosphérique de CO₂ issues de [Globalview-CO₂, 2003], nous déterminons les distributions mensuelles correspondantes de pCO_{2atm}. Les distributions de coefficient d'échange du CO₂ sont élaborées à partir des vents satellitaires ERS et de la relation K-U de [Wanninkhof, 1992]. De ces différentes distributions, nous en déduisons les champs du flux de CO₂. Nos flux moyens (-0.08 GtC an⁻¹) sont moins absorbant d'un facteur 1.6 à 2 que les flux déduits des champs climatologiques de ΔpCO₂ de [Takahashi et al., 2002] avec les mêmes champs de coefficient d'échange que ceux que nous avons utilisés (-0.13 GtC an⁻¹). Les principales différences entre ces flux ont lieu au printemps et en hiver, saisons où nous disposons de peu de campagnes (pas de mesure en hiver).

Manuscrit révisé soumis le 23 juillet 2004.

Variability of net air–sea CO₂ flux inferred from in situ and satellite measurements in the Southern Ocean south of Tasmania and New Zealand.

Y.Rangama¹, J.Boutin¹, J.Etcheto¹, L.Merlivat¹, T.Takahashi², B.Delille³, M.Frankignoulle³, and D.C.E Bakker⁴.

¹Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie/Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Lamont Doherty Earth Observatory, University of Columbia, Palisades, New York, USA.

³Unite d'Océanographie Chimique, MARE, Université de Liège, Liège, Belgium.

⁴School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, United Kingdom.

Abstract.

We have determined the distribution of oceanic CO₂ partial pressure (pCO₂) with respect to remotely sensed parameters (sea-surface temperature and chlorophyll content) in order to gain an understanding of the small-scale (10-100km) variability of pCO₂ and to monitor the flux of CO₂ at a regional scale (several thousands of km) using satellite measurements. We analyse the space and time variability of the net air–sea CO₂ flux in the Southern Ocean, south of Tasmania and New Zealand. We split the region into several biogeochemical provinces. In chlorophyll-poor regions, surface-water pCO₂ shipboard measurement is negatively correlated with sea-surface temperature (SST), indicating that pCO₂ is mostly controlled by mixing processes. For a chlorophyll content > 0.37 mg m⁻³, we find a negative correlation between pCO₂ and SeaWiFS chlorophyll content, indicating that under these conditions, carbon fixation by biological activity is the dominant mechanism controlling pCO₂ variability. Thereafter we deduce pCO₂ and air-sea CO₂ fluxes fields from satellite measurement of SST and ocean color using pCO₂-SST and pCO₂-chlorophyll relationships together with exchange coefficients derived from satellite wind speed fields from December 1997 to December 1998. We find an oceanic CO₂ sink of -0.08 GtC yr⁻¹ in the region (125°E–205°E ; 45°S–60°S), which represents 22% of the area between 45°S and 60°S. This CO₂ uptake is approximately 38% smaller than that computed from the Takahashi et al. [2002] climatological mean distribution of the air–sea CO₂ partial-pressure gradient but with the same exchange coefficients (-0.13 GtC yr⁻¹).

1. Introduction.

In situ measurements indicate that the Southern Ocean may be a large oceanic sink for atmospheric CO₂: for instance, strong sinks are seen between 40°S and 60°S based on the distribution of the climatological net air–sea flux of CO₂ reconstructed from in situ measurements by Takahashi et al. [2002]; the absorbed flux of CO₂ might be up to 1 GtC yr⁻¹ in the subantarctic zone (SAZ) according to Metzl et al. [1999]. However, the air–sea CO₂ fluxes estimated in the Southern ocean using atmospheric inversions [Gurney et al., 2004], ocean biogeochemical models and oceanic inversions [Gloor et al., 2003] are smaller than the one deduced from in situ measurements. Recently, Gloor et al. [2003] estimated an uptake of –0.3 GtC yr⁻¹ between 36°S and 58°S in the Southern Indian and Pacific Ocean using an inverse oceanic model, the fluxes for the same region derived from atmospheric transport models being –0.4 GtC yr⁻¹, while the one deduced from the Takahashi climatology is close to –0.8 GtC yr⁻¹.

The air–sea CO₂ flux derived from ocean-surface measurements is classically estimated as the product of the local air–sea CO₂ exchange coefficient (K) and the partial-pressure gradient ($\Delta p\text{CO}_2$), and the regional flux is derived from the integration of the local flux over a given region. The main unknown when dealing with the spatial distribution and the temporal variability of the air–sea flux comes from the $\Delta p\text{CO}_2$ variability which is poorly known, due to the complexity of the physical and biogeochemical processes governing the sea-surface partial pressure ($p\text{CO}_2$) and to the scarcity of in situ measurements in these remote and rough waters. On the contrary, although its absolute value is not well fixed, K space and time variability is relatively well known as a result of the good coverage of satellite wind-speed measurements.

Variability of $p\text{CO}_2$ depends on three main processes: oceanic circulation, thermodynamical effects, and biological export. Schematically, oceanic circulation promotes $p\text{CO}_2$ variations by mixing and transport of water masses with different properties (dissolved inorganic carbon, temperature, salinity, etc.); the thermodynamical effect is caused by the dependence of the CO₂ solubility on temperature; biological activity is responsible for carbon fixation and release.

The objective of our paper is to determine the spatial distribution of the air–sea CO₂ flux and its seasonal variation over the largest possible region of the Southern Ocean given the availability of satellite and in-situ measurements and uncertainty on interannual variability.

Our study was limited to 1.5 years in order to minimize uncertainties coming from possible ocean $p\text{CO}_2$ interannual variations: actually the effect of the CO₂ concentration increase in the atmosphere on $p\text{CO}_2$ in the Southern Ocean is very poorly known and it may reach 3 μatm over 2 years. Thence we choose to limit our study

to less than 2 years and to a region for which both satellite chlorophyll and in-situ campaigns covering several seasons are available.

This study focuses on the region south of Tasmania and New Zealand (125°E–205°E ; 45°S–60°S) from December 1997 to December 1998, where several in situ campaigns were carried out at a time when advanced very high resolution radiometer (AVHRR) and sea-viewing wide-field-of view sensor (SeaWiFS) satellites were making measurements of sea-surface temperature (SST) and of ocean color, respectively.

In section 2, we present the data; in section 3, we analyse observed pCO₂ variability and in section 4 we describe pCO₂ extrapolation. In section 5, we present air-sea fluxes. The results are discussed and compared with the Takahashi et al. [2002] climatological mean estimates in section 6.

2. Data.

2.1. In situ pCO₂.

We study oceanic pCO₂ measurements made in the region south of Tasmania and south east of New Zealand during various campaigns. We only use data after September 1997 when the chlorophyll content extracted from SeaWiFS chlorophyll images is available: two Astrolabe campaigns conducted in the course of opportunistic logistical cruises by the University of Liege during spring and summer south of Tasmania and four Antarctic Environment and Southern Ocean Process Study (AESOPS) campaigns conducted during spring, summer and fall south east of New Zealand (P.I : T. Takahashi) (see **Table 1** for more details and **Fig. 1a** for the location of the transects). In addition, data collected during two Southern Ocean Iron RElease Experiment (SOIREE) transects are used to validate the extrapolation method. Even though we use AESOPS campaigns conducted during a restricted period, it can be seen in Morrison et al. [2001] that these data are consistent with those from other years at the southern edge of the studied region; it is also true at lower latitudes. Hence we consider that our analysis is based on a representative year.

We eliminate data taken over the continental shelves (water depth less than 500m), using the same criteria as Moore and Abbott [2000], retaining only pCO₂ measurements made in the open ocean. This correction is applied to three AESOPS transects (NBP 97 8, RR KIWI 9 and NBP 98 2), which cross the Bounty plateau at about 180°E, 48°S.

2.1.1. Astrolabe campaigns.

A complete description of the experimental set-up is given by Frankignoulle et al. [2001]. $x\text{CO}_2$ accuracy is estimated to be 2ppm, the precision being on the order of $\pm 0.5\text{ppm}$. The estimation of pCO_2 from CO_2 concentration measurements is described in appendix A. Given uncertainties linked to the atmospheric pressure correction, we estimate pCO_2 precision to be about $\pm 1\mu\text{atm}$.

2.1.2. AESOPS campaigns.

The method for measuring pCO_2 in surface water during the AESOPS campaigns is described by Takahashi et al. [2000]; the overall pCO_2 precision is estimated to be $\pm 1.5\mu\text{atm}$. We use data available on <http://www1.who.edu/southern.html> that are shown in Rubin [2003]. We do not use the pCO_2 measurements collected during the RR KIWI 8 campaign (first leg from 08/01/1998 to 13/01/1998) between 49°S and 45°S , since there are wide gaps in the data.

2.1.3. SOIREE campaigns.

We use pCO_2 measured during two SOIREE transects conducted during February 1999 south of Australia. **Figure 2** shows the location of these transects superimposed on monthly SeaWiFS chlorophyll distribution for February 1999 south of Australia. The transects cross the center of the study region, between 142°E and 170°E , a region not explored by AESOPS and Astrolabe campaigns, thus allowing us to check the ability of our regression method to reproduce pCO_2 at different locations.

The method of the surface water pCO_2 measurements is described by Watson et al. [2000] and by Bakker et al. [2001]. The accuracy and precision of the measurements are estimated to be 1 and $0.6\mu\text{atm}$ respectively.

2.2. Satellite parameters.

We use SST derived by the National Meteorological Center (NMC) from in situ and AVHRR data using the Reynolds and Smith [1994] objective interpolation analysis and level-3 SeaWiFS chlorophyll data (version 3) distributed by the Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC). Reynolds SST data grids have a 1×1 degree resolution and SeaWiFS chlorophyll data grids have a 9×9 km resolution. We use weekly 9km Seawifs Chl to develop the extrapolation scheme. Monthly grids of SST and Chl are used to extrapolate pCO_2 .

We also use level-2 ERS2 wind products (instantaneous; 25 km resolution) delivered by the Institut Français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER)/Centre ERS d'archivage et de traitement (CERSAT) in Brest, France, to derive the gas-exchange coefficient, K . K is derived from Reynolds SST, ERS2 satellite wind-speed (U) data (see section 2.2) and the Wanninkhof [1992, relation 3] K - U relationship for short-term wind-speed. The consequences of using different K - U parametrizations were already discussed (Boutin et al., 2002). To take into account small-scale variability of wind-speed, K values are computed for each ERS2 measurement (instantaneous, 25km resolution). Then, K values are interpolated over 1×1 degree grid using an objective analysis described by Boutin et al. [1995].

2.3. Atmospheric $p\text{CO}_2$.

In order to deduce maps of $\Delta p\text{CO}_2$ from maps of extrapolated $p\text{CO}_2$, we use atmospheric concentration of CO_2 in dry air (atmospheric $x\text{CO}_2$) provided by Globalview- CO_2 [2003] at Cape Grim station in Tasmania (144.68°E ; 40.68°S) and we assume that this value is equal to the atmospheric $x\text{CO}_2$ mean value over the area (125°E - 205°E ; 60°S - 45°S). We estimate monthly maps of atmospheric $p\text{CO}_2$, $p\text{CO}_{2a}$, at $1^\circ \times 1^\circ$ resolution during this period using [equation 1 of appendix A], monthly atmospheric $x\text{CO}_2$, maps of P_{atm} from the ECMWF-analyzed field at sea level and $p\text{H}_2\text{O}$. $p\text{H}_2\text{O}$ is computed from Reynolds SST grids (monthly, 1×1 degree resolution) using the formulation of Weiss and Price [1980]. ECMWF P_{atm} maps originally at $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ resolution are subsampled to $1^\circ \times 1^\circ$ resolution.

3. Observed oceanic $p\text{CO}_2$ variability correlated with chlorophyll and SST.

First, we look for biogeochemical provinces inside which in situ $p\text{CO}_2$ measurements appear to have a similar behaviour with respect to SST and chlorophyll. Next, inside each zone, we look for a relationship between $p\text{CO}_2$ and SST or chlorophyll. The $p\text{CO}_2$ -SST relationships take into account $p\text{CO}_2$ variability induced by mixing and thermodynamic effects. In addition, the use of chlorophyll data enables the biological effect to be taken into account.

We use different combinations of in situ data (campaign by campaign, seasonal, annual, etc.) in various regions. $p\text{CO}_2$ is expected to have a seasonal variation but this could not be shown from the measurements themselves because of large spatial variations; then we decide to arbitrarily split the measurements by seasons as

defined by Moore and Abott [2000]: summer (December to February), fall (March to May), winter (June to August) and spring (September to November).

Given the large scatter of data we only test linear fits between $p\text{CO}_2$ and SST and between $p\text{CO}_2$ and chlorophyll. We do not use multiparametric fits between $p\text{CO}_2$ -SST-Chl because in such fits, the variability of $p\text{CO}_2$ is splitted in two parts, one coming from SST variability and one coming from the chlorophyll variability. This is very tricky because SST and Chl are correlated so that this division of $p\text{CO}_2$ variability is quite artificial; on another hand, the residuals of the $p\text{CO}_2$ -Chl fits we obtain are not correlated with SST (see below).

We analyze the quality of the fits using the standard deviation of the difference between measured $p\text{CO}_2$ and $p\text{CO}_2$ predicted by the fit, stdfit . When stdfit is not smaller than the standard deviation of $p\text{CO}_2$ measurements, std , our fit does not improve $p\text{CO}_2$ prediction compared to taking a constant value. In that case or in case the correlation coefficient is less than 0.5, we take a constant $p\text{CO}_2$ value.

3.1. $p\text{CO}_2$ variability correlated with chlorophyll

To get $p\text{CO}_2$ at a resolution close to that of SeaWiFS level-3 data ($9\times 9\text{km}$), we average $p\text{CO}_2$ for areas 0.08° in latitude and in longitude, hereafter called $p\text{CO}_2(9\text{km})$.

Then, we collocate $p\text{CO}_2(9\text{km})$ measurements with weekly 9km SeaWiFS chlorophyll maps. The weekly SeaWiFS data are chosen as a compromise between minimizing data gaps due to cloud coverage (very frequent on daily images) and keeping time evolution of the chlorophyll content inside one month (we observe significant temporal changes from one week to the next).

We always find a chlorophyll-rich region in the northern part of each transect. Its mean southern limit is 49°S and 48°S on the eastern and western campaigns, respectively. When comparing collocated chlorophyll and $p\text{CO}_2$ measurements campaign by campaign, we observe a negative correlation between the two parameters in chlorophyll-rich regions. We empirically derive a chlorophyll threshold equal to 0.37 mg m^{-3} to define chlorophyll-rich regions in which such correlation is observed. This limit is adopted because it is observed that the accuracy of the chlorophyll content retrieved from SeaWiFS measurements decreases for low values, thus hampering the comparison in chlorophyll-poor regions. The chlorophyll-rich region will be referred as region A from here on. Its limit is found from monthly 1×1 degree SeaWiFS images rather than from weekly $9\times 9 \text{ km}$ images, in order to avoid data gaps due to cloud coverage. An example is given in **Fig. 1a** and **1b** for March 1998. Region A is south of the Subtropical Front (not shown in **Fig. 1a**), except in a relatively small area west of Tasmania (between 125°E and 140°E).

The best pCO₂–chlorophyll fit in region A is obtained when all data for spring, summer and fall are pooled; it is indicated in **Table 2** and **Fig. 3e**. Since chlorophyll and SST are correlated ($r=0.65$), low pCO₂ also appears for warm SST (**Fig. 4**), but the corresponding fit is of poorer quality (stdfit=8.6 μ atm) and not used in the following. In addition, residuals of pCO₂-Chl fits are not correlated with SST($r=0.1$).

3.2. pCO₂ variability correlated with SST.

In the rest of the zone (Chl<0.37mg m⁻³), we find a strong latitudinal SST and pCO₂ gradient near the position of the climatological polar front (PF) derived from Belkin and Gordon [1996], at about 54° S from the Astrolabe measurements (see **Fig. 1a**). We divide the remaining area into two regions; schematically region B north of the polar front and region C south of the polar front (see **Fig. 1a**). We do not find any clear latitudinal pCO₂ and SST gradient corresponding to the climatological subantarctic front (SAF) derived either from Orsi et al. [1995] or from Belkin and Gordon [1996] (not shown in **Fig. 1a**). Hence, we keep data from the SAZ and from the polar zone together.

For zone B, in spring and fall, we establish seasonal negative correlations between pCO₂ and SST (see **Table 2** and **Fig. 3a, 3c** and **3d**). These fits seem to be close to one another, but their 95% confidence intervals do not overlap indicating that they are statistically different. In addition, we test a pCO₂–SST fit obtained from spring and fall data together: in that case, stdfit is much larger (4.1 μ atm) than the one obtained from fall data only (2.6 μ atm), so we decide to keep one fit for each season. In summer, we find a significant negative correlation only for December; for January and February, the pCO₂–SST correlation coefficient is less than 0.5, so we do not take into account the pCO₂ changes due to the SST variations but use an averaged pCO₂ value. Since no measurement is available for winter, a winter pCO₂–SST relationship is derived by averaging the coefficients of the pCO₂–SST fit for spring and fall.

In zone C, we do not find any correlation between pCO₂ and SST; consequently we use the seasonal pCO₂ average value derived from Astrolabe measurements in spring and summer. In fall, since we have no data for zone C, we take the average of AESOPS pCO₂ measured in the same latitude range. In winter, pCO₂ is assumed to be equal to the average of spring and fall values.

3.3. Interpretation of observed pCO₂ relationships with Chl and SST.

Finding a pCO₂–chlorophyll or a pCO₂–SST fit does not mean that only biological or physical mechanisms are at work, but that these two mechanisms dominate the small-scale (10-100km) variability. In

fact, a biological contribution may be included in an SST fit since the biological activity tends to be more important in warm water. A physical contribution may be included in a chlorophyll fit as well since mixing affects biology.

We find that the ocean is undersaturated in most of the region, implying that biology is decreasing the average $p\text{CO}_2$ even in region B. In this region, we could not show any short-scale $p\text{CO}_2$ -chlorophyll correlation, possibly because this process involves slow and weakly variable mechanisms or a strong carbon fixation in regions not sampled here which water was later advected in our study zone and mixed with other water, or subsurface chlorophyll not visible from space. Conversely in region A when chlorophyll gives the best fit, it means that the thermodynamical and mixing effects more or less compensate each other, at small-scale, leaving a dominant short term biological signature.

This coupling between physical and biological effects is illustrated by the test described below. Instead of comparing $p\text{CO}_2$ at measured SST to chlorophyll, we used $p\text{CO}_2$ at constant temperature, correcting for the thermodynamical effect using the formulation of Takahashi et al. [2002, relation 1] (isochemical conditions are assumed here):

$$(p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{cst}}) = (p\text{CO}_2)_{\text{obs}} \cdot \exp[0.0423(T_{\text{cst}} - T_{\text{obs}})] \quad [\text{equation 2}]$$

where T is the sea-surface temperature in $^{\circ}\text{C}$ and the subscript “cst” and “obs” indicate constant and observed values, respectively.

In all cases, the correlation coefficient is improved when using $p\text{CO}_2$ normalized at constant temperature, which is a proxy for the total carbon content of given water mass provided that alkalinity is constant. However this does not mean that the fit of $(p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{cst}})$ is better suited for the simulation of $(p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{obs}})$ than the fit obtained from $p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{obs}}$. Actually, the correlation coefficient is defined as the root mean square of the ratio between std and the standard deviation of the measurements with respect to the fit; the latter remains close to stdfit when correcting $p\text{CO}_2$ for SST variation, whereas $p\text{CO}_2$ std greatly increases (from about $10 \mu\text{atm}$ for $p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{obs}}$ to more than $30 \mu\text{atm}$ for $p\text{CO}_2 \text{ at } T_{\text{cst}}$). In fact, when these new regressions are used to predict $p\text{CO}_2$ at measured SST using [equation 2], the standard deviation of the predicted minus measured $p\text{CO}_2$ (stdfit) increases, becoming larger than the observed variability (std). This can be explained as the correction for the thermodynamical effect does not take into account water mixing for which SST is also a tracer, thus worsening our representation of physical mechanisms and our prediction.

The importance of mixing in this region is showed by the $p\text{CO}_2$ -SST regressions: the slope of these regressions is always negative or zero, contrary to what is expected for thermodynamical effect alone. In zone B,

the mixing effect usually dominates the thermodynamical effect. It is likely that it also plays an important role in zone A.

4. Extrapolation of pCO₂.

4.1. Summary of pCO₂-Chl and pCO₂-SST fits (standard extrapolation method).

We keep fits between pCO₂ and SST during three periods in zone B and a yearly fit between pCO₂ and chlorophyll in zone A. The corresponding scatter plots are displayed on **Fig. 3a, 3b, 3c** and **3e** together with the fits. We also indicate the 95% confidence interval for the fits, that represents the interval in which the fit is expected to fall given the number and the scatter of the points, and the fit \pm stdfit, that quantifies the scatter of the individual measurements around the fit. In the following, we will use stdfit to quantify the error on our extrapolated fields since the scatter of the measurements around the fit is likely to be due to physical and biogeochemical processes that are not completely taken into account by pCO₂-SST and pCO₂-chlorophyll fits. **Fig. 3d** summarizes the pCO₂-SST relationships applied in the paper (including pCO₂ constant values); relationships coefficients are reported in **Table 2**.

Hereafter, since this method appears to give the best results among those tested (see below), it will be called "standard" extrapolation method.

4.2. Comparison of extrapolated pCO₂ with independent SOIREE measurements.

The drawback of the method is that it is based on a limited number of measurements and that only a few independent measurements are available for validation. We test the pCO₂ extrapolation method using independent measurements from two pCO₂ SOIREE transects located between Astrolabe and AESOPS transects. We apply the pCO₂ extrapolation method ("standard" scheme) using in situ SST and weekly SeaWiFS chlorophyll to compute extrapolated pCO₂ in each region (A, B, and C) crossed by the ship's route during the SOIREE cruise. On the two transects, extrapolated and in situ pCO₂ follow the same main trends (**Figure 5**). South of 48°S, extrapolated pCO₂ values agree well with measurements although, at the local-scale, differences up to 20 μ atm occur. Most of the time, differences are less than 10 μ atm. North of 48°S, high-chlorophyll regions (zone A) are correlated with low pCO₂ values. pCO₂ drawdown in these areas is relatively well simulated (on the first leg, differences are smaller than 10 μ atm). When averaged zone by zone, (see **Table 3**), extrapolated \langle pCO₂ \rangle and in situ \langle pCO₂ \rangle are very close, especially in region B and C. The standard deviation of

the difference between measured and predicted $p\text{CO}_2$ is close to the precision of our regressions or mean values considered in our extrapolation method in February (**Table 2**); in the worst case, it is 25% higher, demonstrating that our extrapolation is rather well constrained in February. Even though more independent measurements at other seasons are needed for a complete validation, this result is encouraging, especially as the SOIREE transects crossed a zone where we have no measurement to develop our extrapolation method.

4.3. Alternative extrapolation methods.

To evaluate the sensitivity of the air–sea CO_2 flux to the extrapolation method based on satellite parameters, we will also discuss results obtained with two alternative methods. A summary of the rms error between $p\text{CO}_2$ reconstructed using each method and measured $p\text{CO}_2$ is given in **Table 4**.

In both alternative schemes, fits are derived separately for eastern and western campaigns, assuming that processes at play in both regions may be different and the study region is divided at 165°W into two parts: eastern and western. This separation was not useful in the standard extrapolation method, because the chlorophyll threshold allows getting the same method valid for both transects.

In the first alternative scheme (scheme I), we define province boundaries using SST thresholds (instead of Chl) and use only $p\text{CO}_2$ -Chl fits. We define three provinces bound by north–south SST spatial gradients (larger than 1°C per 0.5° latitude) which have marked $p\text{CO}_2$ signatures (typically more than $10\mu\text{atm}$). The SST thresholds corresponding to the regions' boundaries are defined seasonally from in situ measurements, campaign by campaign, and vary from 6°C to 8°C and from 10°C to 11.5°C , respectively. In each region, we use $p\text{CO}_2$ –chlorophyll fits, assuming that in each zone the main effect controlling variability of $p\text{CO}_2$ is biological export or water mixing and that chlorophyll is a tracer for both processes. In this scenario, we average SeaWiFS chlorophyll maps over 3 to 7 weeks centered on the corresponding cruise to minimize the number of cloudy pixels. To remove spatial variations in SeaWiFS chlorophyll that could occur at a small spatial scale, we apply a running filter over 0.5° in latitude on $p\text{CO}_2$ and collocated chlorophyll measurements. This scenario cannot be applied in winter because of too many cloudy pixels on SeaWiFS chlorophyll images in this season. Results obtained with this scenario are described in Boutin et al. [2001].

The second scheme (scheme II) is very similar to the "standard" extrapolation method except that (1) the boundary between regions A and B is fixed (at 48°S between 140°E and 165°E and at 49°S between 165°E and 155°W), thus neglecting the variability in the spatial extent of the chlorophyll-rich region, and (2) fits are different in the eastern and western parts.

From **Table 4**, it is clear that the "standard" scheme better matches the measurements except in spring; considering eastern and western campaigns separately slightly improves the comparisons; however this is likely to be due to the limited number of campaigns considered here. In summary we retain the "standard" extrapolation scheme because it allows pooling the data from the eastern and western campaigns based on biological and physical criteria, while giving similar or even lower residuals of the measurements with respect to the fits.

4.4 Extrapolated pCO₂ maps.

We use the method summarized in 4.1 to derive regional fields of ocean pCO₂ over the region (125°E–205°E ; 45°S–60°S) from December 1997 to December 1998. We choose December 1997 as the beginning of this period because summer begins in December (see definition of seasons above) and apply the "standard" extrapolation method described in the previous section.

Since the fits we use are linear, and in order to minimize computation time, we use Reynolds SST and SeaWiFS chlorophyll data at low resolution (1 month and 1×1 degree) to compute monthly 1×1 degree extrapolated pCO₂ maps. Then we introduce an error on pCO₂ that comes from differences between Reynolds SST and in situ SST that are used to develop pCO₂–SST fits. To quantify this error, we collocate weekly 1×1 degree satellite SST with SST measured during the AESOPS and Astrolabe campaigns: the mean bias is 0.03°C, and the standard deviation of the difference is 0.78°C (15,355 data points). Using equations reported in **Table 2**, this lead to an uncertainty in extrapolated pCO₂ between 1.0 and 2.1 µatm. We find a chlorophyll-rich region (zone A) from December 1997 to April 1998 and from October 1998 to December 1998, so that from May 1998 to September 1998, the whole area is splitted in the zones B and C solely.

On SeaWiFS images in December 1997 and January 1998, chlorophyll-rich areas are found in the southwestern region (zone C) too. In that case, we assume that the pCO₂ decrease due to biological activity is the same as in region A: we take a pCO₂–chlorophyll relationship with the same slope (a) as in region A and a zero ordinate (b') adjusted in the continuity of pCO₂ values in the low-chlorophyll area in region C, as follows: the continuity is computed at ordinate (chlorophyll threshold)/2 because it is more or less the point where fits in zone A and B join each other (except in February):

$$b' = (\langle pCO_2 \rangle \text{ in region C without chlorophyll}) - a \cdot (\text{chlorophyll threshold})/2.$$

We find b' equal to 363 µatm in summer. Although we could not check the validity of this approach, possible errors should not have large consequences since this concern only a few points.

Monthly extrapolated $p\text{CO}_2$ maps for March 1998 (the beginning of fall) and for October 1998 (spring) are shown in **Fig.6**. In March 1998, low $p\text{CO}_2$ areas (less than $330 \mu\text{atm}$) occur south of Tasmania, south and east of New Zealand. These areas are associated with chlorophyll-rich regions. In the whole region, due to negative correlation between SST and $p\text{CO}_2$, we find a north–south $p\text{CO}_2$ gradient: in the northern part, $p\text{CO}_2$ is about $330 \mu\text{atm}$ (northeast) to $340 \mu\text{atm}$ (northwest), while in the southern part, $p\text{CO}_2$ is about $350 \mu\text{atm}$ (southwest) to $355 \mu\text{atm}$ (extreme southeast). Thus, spatial $p\text{CO}_2$ variation is about $10\text{--}25 \mu\text{atm}$ from north to south and less than $10 \mu\text{atm}$ from east to west. In October 1998, $p\text{CO}_2$ values are higher than in March. Again, low- $p\text{CO}_2$ regions occur south and east of New Zealand, but the low- $p\text{CO}_2$ region south of Tasmania disappears. Region A is smaller than in March, because of lower biological activity. In the northern part, $p\text{CO}_2$ is relatively homogeneous (about $345 \mu\text{atm}$) except in high-chlorophyll region south and east of New Zealand. The $p\text{CO}_2$ value increases from north to south and is more or less homogeneous in the southern part (about $355 \mu\text{atm}$ in the southwest to $360 \mu\text{atm}$ in the southeast).

5. Monthly $\Delta p\text{CO}_2$ and air-sea fluxes maps deduced from our extrapolation and from Takahashi (2002) $\Delta p\text{CO}_2$ fields.

5.1. Monthly atmospheric $p\text{CO}_2$.

Monthly 1×1 degree maps of $p\text{CO}_{2a}$ are shown in **Fig. 7** for March 1998 and for October 1998. We find a north–south $p\text{CO}_{2a}$ gradient up to $10 \mu\text{atm}$, which is stronger in March than in October. The spatial variation of $p\text{CO}_{2a}$ is mainly due to north–south of the ECMWF atmospheric pressure: in March, P_{atm} varies from about 1008 mbar at 45°S to 985 mbar at 60°S ; in October it varies from about 1003 mbar to 986 mbar . It should be noticed that the north–south gradient of oceanic $p\text{CO}_2$ is positive, while the $p\text{CO}_{2a}$ gradient was negative. Hence, the north–south $\Delta p\text{CO}_2$ gradient is enhanced by nearly 40% with respect to the oceanic $p\text{CO}_2$ one. For October, we reach to a similar conclusion. However, the north–south $p\text{CO}_{2a}$ gradient is weaker, about $5 \mu\text{atm}$.

Low values observed in coastal area near New Zealand are an artefact of the subsampling of ECMWF P_{atm} maps and are due to low P_{atm} value over New Zealand. Given the small number of rasters affected by this drawback, this does not affect significantly regionally and temporally averaged $\Delta p\text{CO}_2$ and air-sea fluxes.

5.2. Monthly $\Delta p\text{CO}_2$.

$\Delta p\text{CO}_2$ maps deduced as the difference between $p\text{CO}_{2a}$ and extrapolated $p\text{CO}_2$ are shown in **Fig. 8** (top) for March and October. Because of the anticorrelation between north–south variations of $p\text{CO}_2$ and $p\text{CO}_{2a}$, the north–south gradient of $\Delta p\text{CO}_2$ is large (about 20 μatm). In the northern part, we observe high- CO_2 -absorbing regions ($\Delta p\text{CO}_2$ was between -15 and -30 μatm) because of high atmospheric $p\text{CO}_2$ values (about 354–358 μatm) and low oceanic $p\text{CO}_2$ (in the range 330–340 μatm). These areas are more or less correlated with chlorophyll-rich regions. In the southern part, oceanic $p\text{CO}_2$ is slightly larger than $p\text{CO}_{2a}$; therefore, $\Delta p\text{CO}_2$ is close to equilibrium in March and slightly positive in October. Due to lower biological activity and to colder SST in October than in March, $\Delta p\text{CO}_2$ is larger in October than in March.

The north–south $\Delta p\text{CO}_2$ gradient is also seen on Takahashi climatological $\Delta p\text{CO}_2$ maps corrected for the atmospheric trend (**Fig. 8**, bottom), although the longitudinal location of the sinks is different. In March, the two maps exhibit the same regional patterns, in spite of local differences: on the Takahashi $\Delta p\text{CO}_2$ map, $\Delta p\text{CO}_2$ increases from north to south, with an absorbing region in the north and a slightly absorbing region in the south, whereas on our extrapolated map, $\Delta p\text{CO}_2$ increases from absorption to equilibrium from north to south. On the other hand, in October, there is a clear disagreement. Our extrapolated map shows a north–south gradient from absorption to outgassing which results in a near-zero mean air–sea flux (see below), while the Takahashi climatological map has a weak north–south gradient, with most of the region being a sink for CO_2 and a small area close to equilibrium. In our case, the spatial variations are primarily due to north–south variations in Reynolds SST (surface-water $p\text{CO}_2$) and in ECMWF P_{atm} (atmospheric $p\text{CO}_2$). This might result from our spring $p\text{CO}_2$ –SST regression in region B which has a negative slope indicating a large mixing effect, whereas the Takahashi climatology was elaborated without taking explicitly into account vertical mixing.

When analyzed over one year, the means of Δp are the closest in April and the most different in October.

5.3. Monthly net air–sea CO_2 flux maps.

Monthly 1×1 degree net air–sea CO_2 flux maps result from the product of monthly K and monthly $\Delta p\text{CO}_2$ grids at 1×1 degree resolution.

To examine the consequences on the calculation of the air–sea flux of differences between $\Delta p\text{CO}_2$ grids, we also compute monthly 1×1 degree net air–sea CO_2 flux maps from Takahashi et al. [2002] climatological mean $\Delta p\text{CO}_2$ fields oversampled at 1 degree resolution and from the ERS2 CO_2 exchange

coefficient grids (this last flux is called hereafter the Takahashi climatological CO₂ flux). In the southeastern part of the region under study (125°E–180°E ; 50°S–60°S), Takahashi et al [2002] do not correct ocean pCO₂ measurements for the change in the atmospheric CO₂ concentration observed between the year of the measurement and 1995. In this region, we correct the Takahashi et al. [2002] climatological mean Δp field using the atmospheric trend of 1.7 $\mu\text{atm yr}^{-1}$ deduced from Cape Grim measurements and we compute the Takahashi "corrected" flux for the year 1997–1998.

The air–sea flux integrated over the whole area, deduced either from our extrapolation method or from the Takahashi climatological $\Delta p\text{CO}_2$, is always towards the ocean (**Fig. 9**). Averaged over one year, the net air–sea CO₂ flux deduced from our extrapolation method is an absorption by the ocean of 0.08 GtC yr⁻¹. Its seasonal variation is large (about 0.14 GtC yr⁻¹); the flux in December 1997 is close to the one in December 1998 (the difference was about 0.015 GtC yr⁻¹), nearly closing the seasonal cycle. On another hand, the Takahashi climatological flux shows a small seasonal variation (about 0.060 GtC yr⁻¹), and the minimum and the maximum of these fluxes do not occur in the same months. The Takahashi climatological CO₂ flux is maximum in winter (June 1998) and minimum in fall (March 1998), whereas our extrapolated CO₂ flux is minimum in summer (January 1998) and maximum in spring (September 1998). The Takahashi climatological CO₂ flux is always smaller than our monthly extrapolated CO₂ fluxes, except in January 1998 when it is very close (difference less than 0.02GtC yr⁻¹). The differences are large from June 1998 to November 1998 (between 0.05 and 0.17GtC yr⁻¹), and are maximum in September 1998 and October 1998 (about 0.15 GtC yr⁻¹). Thence Takahashi et al. [2002] climatological mean $\Delta p\text{CO}_2$ fields lead to a larger absorbing flux than our extrapolation method (–0.16 GtC yr⁻¹, with correction for the atmospheric trend).

6. Discussion.

It is very challenging to develop an extrapolation method valid over a wide range of longitudes because processes at play may vary in longitude and the knowledge of climatological fronts is not sufficient to take these variations into account. For instance, Metzl et al. [1999] rely upon transects in two sectors in the Indian Ocean and support the idea of two pCO₂-SST dependencies in the Subantarctic Zone of each sector, with lower pCO₂ (for a given SST) in the eastern sector than in the central one. In our study one challenge is to find relationships valid both on Aesops transects and on Astrolabe transects without degrading the precision of the fits: this is done in the Subantarctic and polar zones (Zones A and B) in which we find relationships applicable to both transects. In addition they are in agreement with independent SOIREE transects.

We do not extend our extrapolation method over the complete Southern Ocean because of the lack of repetitive pCO₂ transects along other tracks at various seasons during the 1997-1999 period that would permit to validate them and eventually to adapt the method to other longitudes. On another hand, using measurements made over another period adds uncertainty coming from possible interannual variability. Actually, in the Southern Ocean the oceanic trend related to the CO₂ atmospheric trend is very poorly known and because of the presence of upwelled waters in some part of the region, it may vary spatially: this was the assumption considered by Takahashi et al. and as we will show, such an assumption induces large pCO₂ variations when several years are considered. Thus before combining data measured at several years intervals it is essential to elucidate the interannual pCO₂ variability at the ocean surface related to the atmospheric trend, a very difficult exercise (given the sparsity of the data and the large spatial variability of pCO₂ related to oceanic variability) which is out of the scope of this paper. Apart from the interannual variability issue, another issue is the need for satellite chlorophyll. The information on chlorophyll greatly improves the extrapolation of pCO₂. In order to illustrate that point, we report in **Table 5** stdfit obtained with pCO₂-SST fits in Zone A and B together. Compared to stdfit reported in Table 2, it is clear that adding a threshold on Chl in order to split the Zone A+B in two zones reduces stdfit by a factor between 1.2 and 1.8 in zone B. In addition, as was noticed in section 3.1, pCO₂-Chl fit obtained in Zone A is of better quality than pCO₂-SST fit in Zone A.

With respect to Figure 5 of Metzl et al. 1999 who looked at relationships of pCO₂ versus SST in the subantarctic zone of the central and eastern Indian Ocean, the slope of our pCO₂-SST fits obtained in Zone B is about half. This is because in our work pCO₂-SST fits are computed only in low Chl areas, thus excluding from our regressions the very low pCO₂ values. In their Figure 5, Metzl et al 1999 study the zone 45S-46S 135-155E; from SEAWIFS Chl maps in 1997-1998, it appears that this zone is 90% of the time characterized by Chl higher than 0.37mg m⁻³. Thence Figure 5 of Metzl et al 1999 has to be compared with pCO₂ versus SST in our Zone A (Figure 4). Part of the measurements we use appears to be aligned with CSIRO measurements although they are shifted by 10-20µatm which may be the signature of a temporal increase of pCO₂ at the ocean surface. On another hand, in some cases, relatively high pCO₂ values are observed together with high SST, both along Aesops and Astrolabe transects (not shown), contrary to Metzl et al. study. These relatively high pCO₂ values are always associated with low chlorophyll values.(This is the reason why our pCO₂-Chl fits work better than pCO₂-SST fits in Zone A). These differences may be due to a change in processes driving pCO₂ variability at interannual time scale.

When dealing with an extrapolation method, it is of primary importance to estimate the precision of extrapolated fields. In the present case, this is a tricky task because of the limited number of available measurements contemporaneous with SeaWiFS measurements. In addition, dividing the existing set of measurements into two subsets (one for developing the extrapolation, one for validating it) is not sufficient to check the validity of the extrapolation fields, because measurements conducted during the same campaign are not independent: they are made at the same time in close locations. In fact, the set of measurements needed for validation should ideally be acquired during other campaigns, at other locations and other periods than the one used for developing the extrapolation. In practice, such measurements are not available except for that from the SOIREE transects. Thus, we apprehend the precision of our extrapolation method by two approaches. First, the "statistical" $p\text{CO}_2$ precision is taken as the root mean square of the quadratic sum of the $p\text{CO}_2$ residuals with respect to the fit (stdfit, **Table 2**) for regions A, B, and C and of the error due to SST imprecision (see section 2.3.3). This statistical precision (**Fig. 10**, top and **Table 2**) is less than $9 \mu\text{atm}$ everywhere and is the weakest in fall and spring in regions B and C; however it only gives information on the differences between data used to develop the extrapolation method and the extrapolated $p\text{CO}_2$, and not on the capability of our method to represent independent measurements. From the comparison with SOIREE measurements, it appears however that this error is underestimated by less than 25% in summer. Second, in order to apprehend the sensitivity of $p\text{CO}_2$ fields to the extrapolation method itself, we compare $p\text{CO}_2$ fields extrapolated using the "standard" extrapolation method with the ones obtained using alternative schemes (see section 4.3): this difference (which comes from changing the geographical locations of biogeochemical provinces, the parameter chosen as a proxy for $p\text{CO}_2$ variation [SST or chlorophyll], etc.) is likely to be an upper bound to the true "methodological" error since the "standard" scheme was chosen to minimize the residuals of the measurements to the fits while having the most general approach and being based on a representation of physical and biological phenomena. The maximum difference between $p\text{CO}_2$ fields obtained with "standard" scheme and alternative schemes is less than $6 \mu\text{atm}$ almost everywhere and everytime, except in the northern part of the region, as is illustrated in (**Fig. 10**, middle): there, the large differences are due to a drawback of scheme I in which low $p\text{CO}_2$ measurements were incorrectly interpreted as being regional instead of being caused by local high biological activity. For instance, in March the $p\text{CO}_2$ -chlorophyll relation for the northern region of scheme I, derived from AESOPS measurements made in region of high chlorophyll content, is used in regions where the chlorophyll content is low and the relation invalid. In summary, the "methodological" error of the "standard" scheme is expected to be less than $6 \mu\text{atm}$.

The Takahashi CO₂-corrected fluxes are always smaller than our extrapolated CO₂ flux, as **Fig. 9** shows. Part of this disagreement may come from the conceptual differences between the two approaches. We use few campaigns (eight north–south transects) and regression approaches to extrapolate pCO₂ measurements over the study region. Thus, this analysis is mainly driven by spatial variability (only eight periods of time) and we focus less on temporal variations. In contrast to this approach, Takahashi et al. [2002] computed their global climatological mean estimations using a longest pCO₂ database containing campaigns conducted between 1958 and 2000, in a larger region and using a lateral 2-dimensional advection–diffusion transport equation to extrapolate these measurements.

To clarify the origin of the differences, we compare (**Fig. 10**, bottom) the spatial distribution of the difference in absolute value between extrapolated pCO₂ and Takahashi et al. [2002] climatological pCO₂. Extrapolated pCO₂ are larger than Takahashi et al. [2002] climatological pCO₂ except in small areas (**Fig. 8**). The pCO₂ differences in March are smaller than the one in October: there are more regions with high pCO₂ differences in the latter month. In March, the two pCO₂ distributions are close in the east (their differences are smaller than 5 μatm) but they become very different in October (the pCO₂ differences are up to 15 μatm). The differences with respect to Takahashi Δp maps are consistent with the imprecision ("statistical" and "methodological") of our extrapolated fields in March (and in summer and fall, not shown), but not in October. On the other hand, the observed pCO₂ values used to build Takahashi et al. [2002] climatological pCO₂ vary in 4×5 degree pixels from ± 4 μatm to ± 9 μatm in the study region so that part of the discrepancy between our and Takahashi's approach may be due to small-scale (10-1000km) variability taken into account in different ways in the two approaches.

These pCO₂ differences lead to significant differences for the air–sea CO₂ fluxes: seasonal variation obtained with our extrapolated pCO₂ is larger and the absorbed flux is smaller than the ones obtained with climatological Takahashi Δp fields. We check the influence of the methodological error on the flux by comparing the fluxes to the ones obtained with the alternative methods (the statistical error is neglected, as it is very small when integrated over the region, because it decreases as $N^{-1/2}$, N being the number of pixels). The monthly extrapolated net air–sea CO₂ fluxes determined using the 3 schemes (see section 2.3.1) (**Fig. 11**) are very close to each other in the fall (within 0.01 GtC yr⁻¹), whereas they differ by up to 0.085 GtC yr⁻¹ (peak to peak) in September and January. Nevertheless, it should be noticed that the "standard" extrapolation method lies close to or between the two alternative schemes, indicating that the methodological error of the "standard" scheme is probably less than the peak-to-peak difference between the three schemes. We also plot the monthly

Takahashi climatological CO₂ flux derived either from $\Delta p\text{CO}_2$ computed for a reference year (1995) or corrected for the atmospheric trend of $1.7 \mu\text{atm yr}^{-1}$ between 1995 and 1997–1998. The correction for the atmospheric trend makes the absorbed flux to decrease by 0.015 to 0.035 GtC yr⁻¹ (depending on the month) with respect to the flux deduced from the 1995 $\Delta p\text{CO}_2$ fields. The Takahashi climatological CO₂ flux matches our extrapolated fields more closely from December to June when the correction is not applied. Although the correction for the atmospheric trend is not applied over the whole region, it is responsible for an increase in the yearly flux of 0.03 GtC yr⁻¹ (from $-0.13 \text{ GtC yr}^{-1}$ to $-0.16 \text{ GtC yr}^{-1}$, without and with correction for the atmospheric trend, respectively). This strengthens the importance of knowing precisely how the surface ocean pCO₂ is affected by the atmospheric trend.

From the net air–sea CO₂ flux in zone A, B, and C, we observe that most of the high-absorbing $\Delta p\text{CO}_2$ areas are linked with chlorophyll-rich areas. It is therefore important to know the CO₂ flux in these areas and whether this flux represents a large part of the total flux in the study region. Hence, we look at the mean value of our extrapolated flux of CO₂ in each region (A, B, and C) separately. The surface area of these regions changes each month (see **Fig. 12a**). Region B represents 60% to 80% of S (S is defined as the total area of the study region and is equal to about 9.10^6 km^2), region C represents 15% to 20% of S and region A represents up to 30% of S. Region A exists only from December 1997 to May 1998 and from October 1998 to December 1998. Our monthly CO₂ flux estimate for each zone is shown in **Fig. 12b**. From January 1998 to December 1998, we find an absorbing flux of CO₂ equal to $-6.6 \cdot 10^{-2} \text{ GtC yr}^{-1}$ in region B, $-2 \cdot 10^{-2} \text{ GtC yr}^{-1}$ in A and $3.5 \cdot 10^{-3} \text{ GtC yr}^{-1}$ in C. The mean flux of CO₂ in region B represents about 80% of the total flux because it is associated with the largest area. The CO₂ flux in region C is always very low (close to equilibrium). The CO₂ flux in region A is more than the CO₂ flux in C although A and C have a comparable surface area. In addition, we find that the absorbed CO₂ flux in region A represents about 24% of the total flux. Therefore, at the annual scale, most of the flux is absorbed in region B. Nevertheless, the monthly flux in region A is close to monthly flux in region B during several months (December 1997, March 1998 and November 1998) and is responsible for the seasonal variation of the net air-sea flux over the whole area.

7. Conclusion.

We analyze in situ measurements and we develop a method to monitor net air–sea CO₂ fluxes South of Australia and New-Zealand (22% of the area between 45°S and 60°S) using remotely sensed measurements. We predict the spatial distribution and temporal variations of the fluxes from satellite data and are able to determine the origin of this variation. We show that for regions where chlorophyll concentration is above a given threshold, oceanic pCO₂ distribution is mostly controlled by biological activity, whereas in other parts of the subantarctic and polar zones, it appears to be primarily driven by water mixing. However, the effect of biological activity in these low-chlorophyll regions probably plays also a role in depleting the region in CO₂ and is implicitly taken into account.

We also show that the north–south gradient of atmospheric pressure leads to significant ΔP variation.

The study region is always a sink for atmospheric CO₂. The absorbed flux of CO₂ amounts to –0.08 GtC yr^{–1}, which is less than the absorption flux computed from Takahashi et al. [2002] climatological mean by a factor of 1.6 to 2, depending on whether or not a correction is applied for the atmospheric trend. This strengthens the need for precisely assessing how pCO₂ at the ocean surface follows or not the pCO₂ increase in the atmosphere. In summer and fall, the fluxes obtained by the two approaches are close. On the other hand, the differences observed in spring and in winter are not easily explained since they are determined in the absence of in situ measurements: the observed differences depend uniquely on the extrapolation method used in both approaches. It is therefore essential to gather in situ measurements during these seasons.

In order to spatially and temporally extend this kind of extrapolation method confidently, interannual variability of oceanic pCO₂ needs to be addressed in order to be able to gather measurements made at several years intervals. This requires long-term monitoring of pCO₂ in the Southern Ocean.

Appendix A: Computation of pCO₂ from CO₂ concentration measurements

In each campaign, sea-surface pCO₂ is deduced from in situ measurements of the CO₂ concentration in dry air, xCO₂ in an equilibrator. The CO₂ partial pressure in the equilibrator, pCO_{2eq} is estimated as:

$$pCO_{2eq} = xCO_2 \cdot [P_{eq} - p_{H_2O}] \quad \text{[equation 1]}$$

where P_{eq} is the total pressure under which the gas and seawater were equilibrated and p_{H_2O} is the saturated water pressure at equilibrator temperature.

p_{H_2O} is derived from measured temperature and from the formulation of Weiss and Price [1980]. Then, surface pCO₂ is derived from pCO_{2eq}, by correcting it for the difference between in situ and equilibrator temperatures (thermodynamical effect).

In the case of the Astrolabe campaigns, P_{eq} was not measured. However, it is expected to be close to the atmospheric pressure (P_{atm}). P_{atm} was also not measured on these campaigns, so ocean pCO_2 is derived from xCO_2 using P_{atm} inferred from the ECMWF atmospheric model (ECMWF P_{atm}) at high resolution (temporal resolution: 6 hours, spatial resolution: 1×1 degree).

It should be noticed that in the Southern Ocean, P_{atm} can be very low: on average over the two campaigns, P_{atm} is 1000 mbar and can be as low as 971 mbar (minimum for these campaigns). Hence, when dealing with measurements made at a pressure close to the atmospheric pressure, one must pay great attention to P_{eq} : an error of 40 mbar in P_{eq} induces an error of 4 % in pCO_2 (about 14 μatm).

Acknowledgements.

We are very much indebted to Cathy Boone for providing the atmospheric pressure data inferred from the ECMWF atmospheric model and Olivier Coze, Nicolas Martin and Stephanie Contardo for processing support.

CERSAT/IFREMER produced the level-2 ERS2 wind-speed data, and the SeaWiFS project and DAAC/GSFC produced and distributed the SeaWiFS data.

This study was supported by the following French national programs: CNES/TAOB and CNRS-PROOF/FLAMENCO2.

References.

- Bakker, D. C. E., A. J. Watson and C. S. Law, 2001. *Southern Ocean iron enrichment promotes inorganic carbon drawdown*, Deep-Sea Res., Part II, 48, 2483-2507.
- Belkin, I. M., and A. L. Gordon, 1996. *Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania*, Journal of Geophysical Research, 101, 3675-3694.
- Boutin, J. and J. Etcheto, 1995. *Estimating the chemical enhancement effect on the air-sea CO_2 exchange using the ERS1 scatterometer wind speeds*, in Air-Water Gas Transfer, edited by B. Jähne and E. C. Monahan, 827-841, AEON Verlag & Studio, Hanau, Germany.

- Boutin, J., Y. Rangama, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille and M. Frankignoulle, 2001. *Variability of the air–sea CO₂ fluxes inferred from in situ and remotely sensed parameters in the Southern Ocean*, the Sixth International Carbon Dioxide Conference, Sendai, Japan, extended abstract.
- Boutin, J., J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, 2002, Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes, *Geophys. Res. Let.*, 29/8.
- Frankignoulle, M., A. Borges and R. Biondo, 2001. *A new design of equilibrator to monitor carbon dioxide in highly dynamic and turbid environments*, *Water Research*, 35 (5), 1344-1347.
- GLOBALVIEW–CO₂ : cooperative Atmospheric Data Integration Project – Carbon Dioxide, 2003. CD ROM, NOAA CMDL, Boulder, Colorado [also available on Internet via anonymous FTP at ftp.cmdl.noaa.gov, Path: ccg/co2/GLOBALVIEW].
- Gloor, M., N. Gruber, J. Sarmiento, C. L. Sabine, R. A. Feely and C. Rödenbeck, 2003. *A first estimate of present and preindustrial air–sea CO₂ flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models*, *Geophysical Research Letters*, 30, n°1, doi: 10.1029/2002GL015594.
- Gurney, K.R., R.M. Law, A.S. Denning, P.J. Rayner, M.C. Pak, D. Baker, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y.H. Chen, P. Ciais, I.Y. Fung, M. Heimann, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, P. Peylin, M. Prather, and S. Taguchi, Transcom 3 inversion intercomparison: Model mean results for estimation of seasonal carbon sources and sinks, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB1010,doi:10.1029/2003GB002111, 2004.
- Metzl, N., B. Tilbrook, and A. Poisson, 1999. *The annual fCO₂ cycle and the air-sea CO₂ flux in the sub-Antarctic ocean*, *Tellus*, 51B, 849-861.
- Moore, J. K. and M. R. Abbott, 2000. *Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean*, *Journal of Geophysical Research*, 105, 28709-28722.
- Morrison, J.M., S. Gaurin, L.A. Codispoti, T. Takahashi, F.J. Millero, W.D. Gardner and M.J. Richardson, *Seasonal evolution of hydrographic properties in the Antarctic Circumpolar Current at 170°W during 1997–1998*, *Deep-Sea Res., Part II*, 48, 3943-3972.
- Orsi, A. H., T. Whitworth III, and W. D. Nowlin Jr, 1995. *On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current*, *Deep-Sea Res., Part I*, 42, 641-673.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994. *Improved global sea surface temperature analyses using interpolation*, *Journal of Climate*, 7, 929-948.

- Rubin, S. I., 2003. *Carbon and nutrient cycling in the upper water column across the Polar Frontal Zone and Antarctic Circumpolar Current along 170°W*, *Global Biogeochemical Cycles*, 17(3), 1087, doi:10.1029/2002GB001900.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D. W. Chipman, and S. C. Sutherland, 1993. *Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study*, *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878.
- Takahashi, T., C. Sweeney, S. C. Sutherland, D. W. Chipman, J. Goddard and S. I. Rubin, 2000. *Method of underway pCO₂ measurements in surface waters and the atmosphere during the AESOPS Expeditions, 1996–1998 in the Pacific sector of the Southern Ocean and the Ross Sea*, US Jgofs Data Center, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y., Nojiri, 2002. *Global sea–air CO₂ fluxes based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects*, *Deep-Sea Res., Part II*, 1601-1622.
- Wanninkhof, R., 1992. *Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean*, *Journal of Geophysical Research*, 97, 7373-7382.
- Watson, A. J., D. C. E. Bakker, P. W. Boyd, A. J. Ridgwell and C. S. Law, 2000. *Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂*, *Nature*, 407, 730-733.
- Weiss, R. F., and B. A. Price, 1980. *Nitrous oxide solubility in water and seawater*, *Marine Chemistry*, 8, 347-359.

Figures

Fig. 1: (a) Tracks of the campaigns (dashed lines; AESOPS campaigns in the eastern part, Astrolabe campaigns in the western part) superimposed on SeaWiFS chlorophyll map (March 1998). The climatological polar front (PF) from Belkin and Gordon [1996] and the boundaries between zones A, B, and C are indicated in solid line. (b) Zone A (chlorophyll-rich region; green), B (yellow) and C (blue).

Fig. 2: SOIREE transects superimposed on the SeaWiFS chlorophyll map for February 1999.

Fig. 3: Linear fit (red), its 95% confidence interval (blue dashed line) and the $p\text{CO}_2$ residuals with respect to the fits (\pm stdfit) (green dashed line) superimposed on $p\text{CO}_2$ –SST scatter plot for region B in spring (a), December (b) and fall (c); (d) Summary of $p\text{CO}_2$ –SST relationships used in the paper (including mean values) plotted over the SST ranges covered by the measurements. (e) Same as (a) for a yearly $p\text{CO}_2$ –chlorophyll fit in region A (for $\text{chl} \geq 0.37\text{mg m}^{-3}$).

Fig. 4: $p\text{CO}_2$ versus SST in Zone A; Chl is color coded.

Fig. 5: Variation in $p\text{CO}_2$ values (solid line) and extrapolated $p\text{CO}_2$ (dashed line) along SOIREE transects in February 1999 (first leg; top, second leg; bottom).

Fig. 6: Extrapolated $p\text{CO}_2$ maps in March 1998 (top) and in October 1998 (bottom).

Fig. 7: Atmospheric $p\text{CO}_2$ maps in March 1998 (top) and in October 1998 (bottom).

Fig. 8: Extrapolated $\Delta p\text{CO}_2$ maps (top) and Takahashi et al. [2002] corrected $\Delta p\text{CO}_2$ maps (bottom) in March 1998 (left) and in October 1998 (right).

Fig. 9: Extrapolated net air–sea CO₂ flux deduced from ERS2 CO₂ exchange coefficients and pCO₂ "standard" extrapolation method (solid line), and Takahashi et al. [2002] climatological mean ΔpCO₂ field with correction for the atmospheric trend (dashed line).

Fig. 10: Top: "Statistical" error on pCO₂ derived with the "standard" scheme (see text). Middle: Maximum absolute value of the difference between pCO₂ extrapolated with the "standard" scheme and with one of the alternative scheme. Bottom: Difference in absolute value between extrapolated pCO₂ and Takahashi et al. [2002] corrected pCO₂ in March and in October 1998.

Fig. 11: Extrapolated net air–sea CO₂ flux using "standard" extrapolation (solid line), alternative scheme I (large dots) and II (small dots), and the CO₂ flux derived from the Takahashi et al. [2002] climatological mean ΔpCO₂ field with and without correction for the atmospheric trend (thick and thin dashed lines, respectively).

Fig. 12: (a) Surface area of zone A (thick dashed line), zone B (thick solid line) and zone C (solid line) from December 1997 to November 1998. (b) Monthly extrapolated flux of CO₂ in zone A (dashed line), in zone B (thick solid line) and in zone C (solid line) from December 1997 to November 1998.

Fig. 1a

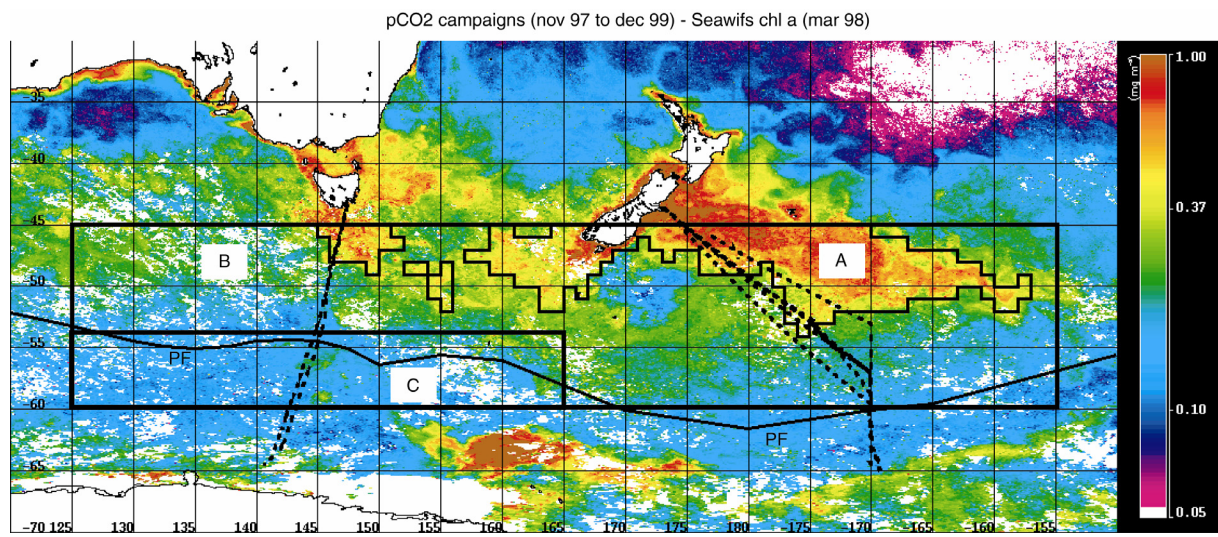


Fig. 1b

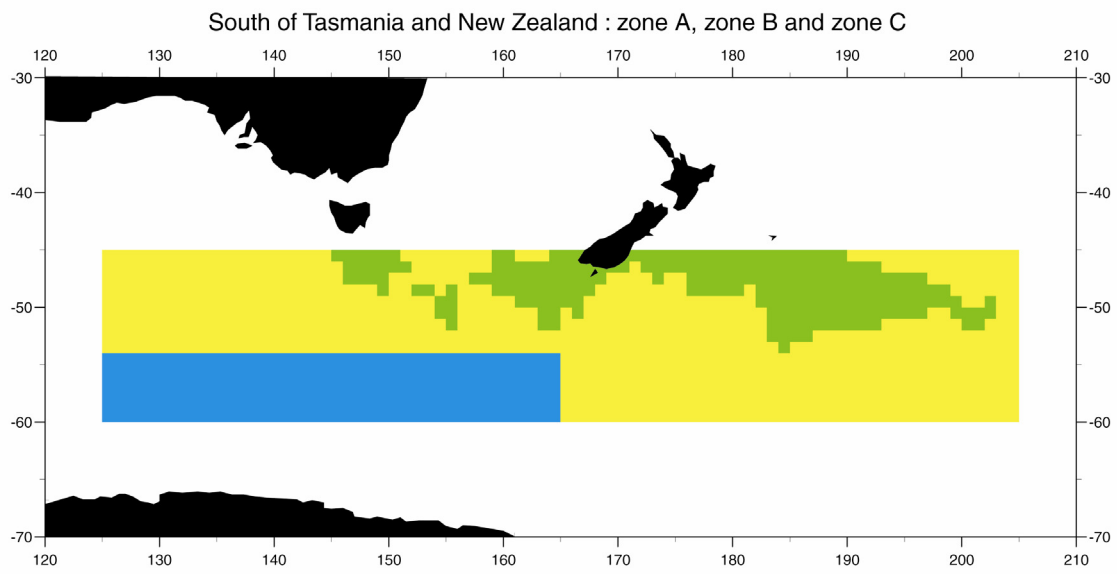


Fig. 2

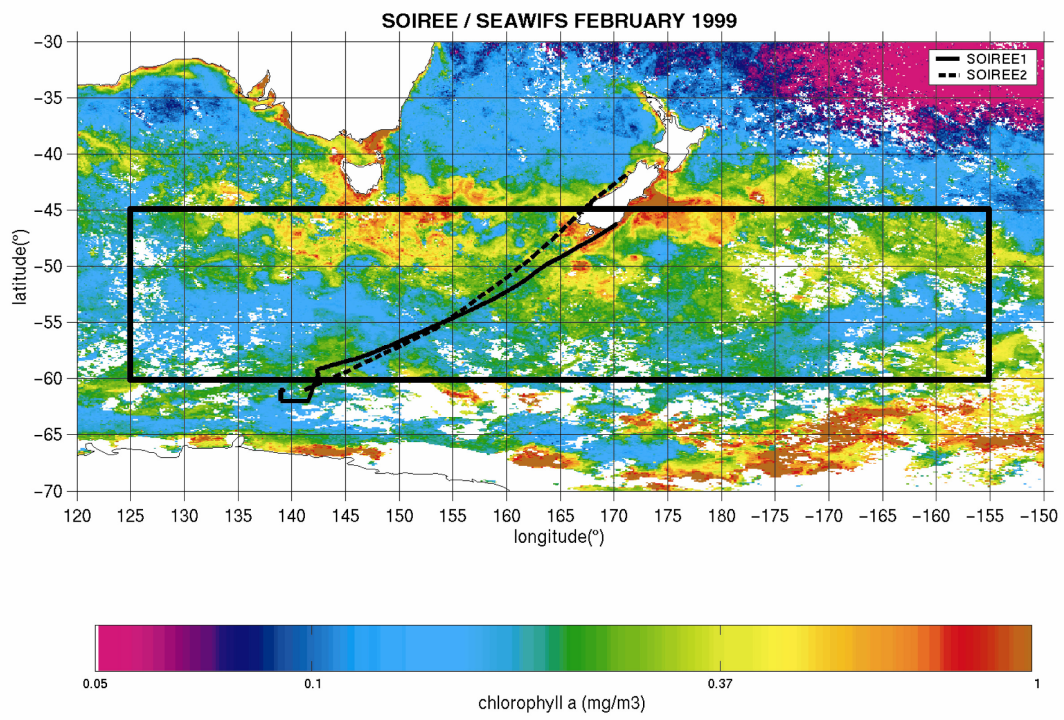


Fig. 3

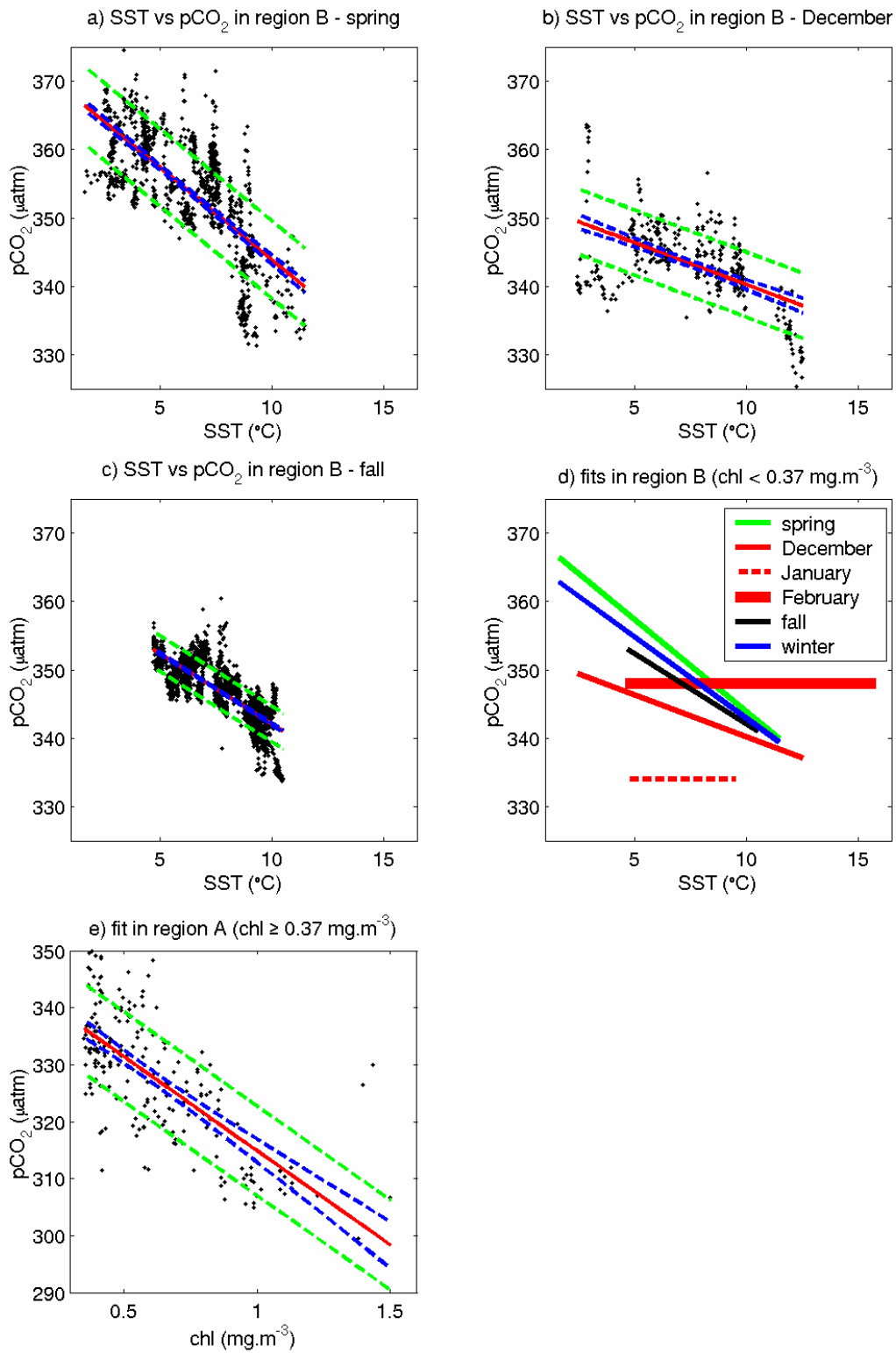


Fig.4

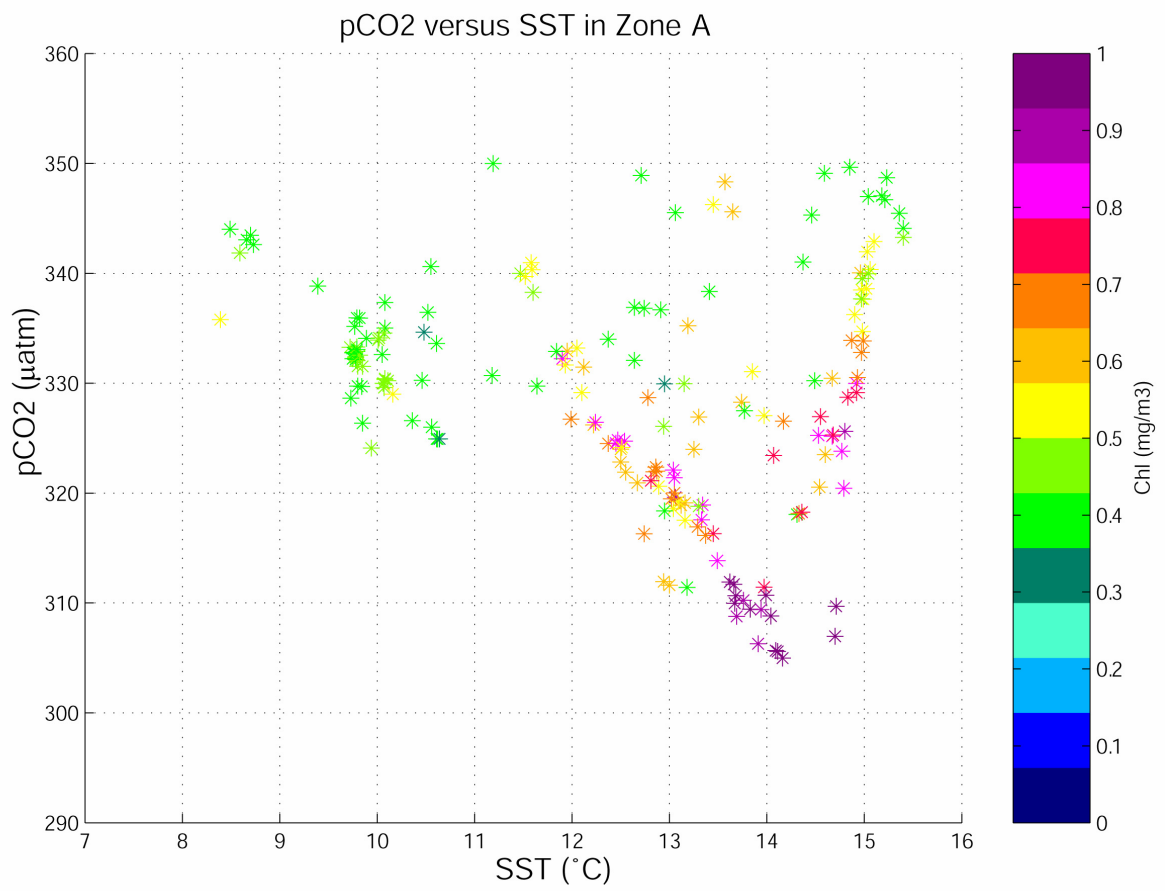
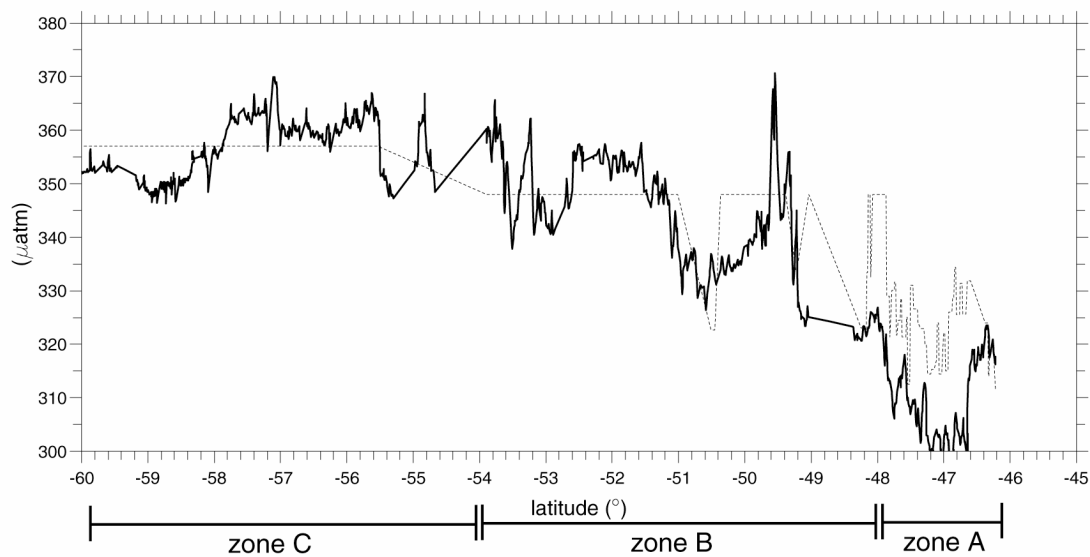


Fig. 5

extrapolated and SOIREE pCO₂
first transect (02/02/99 - 09/02/99)



extrapolated and SOIREE pCO₂
second transect (22/02/99 - 28/02/99)

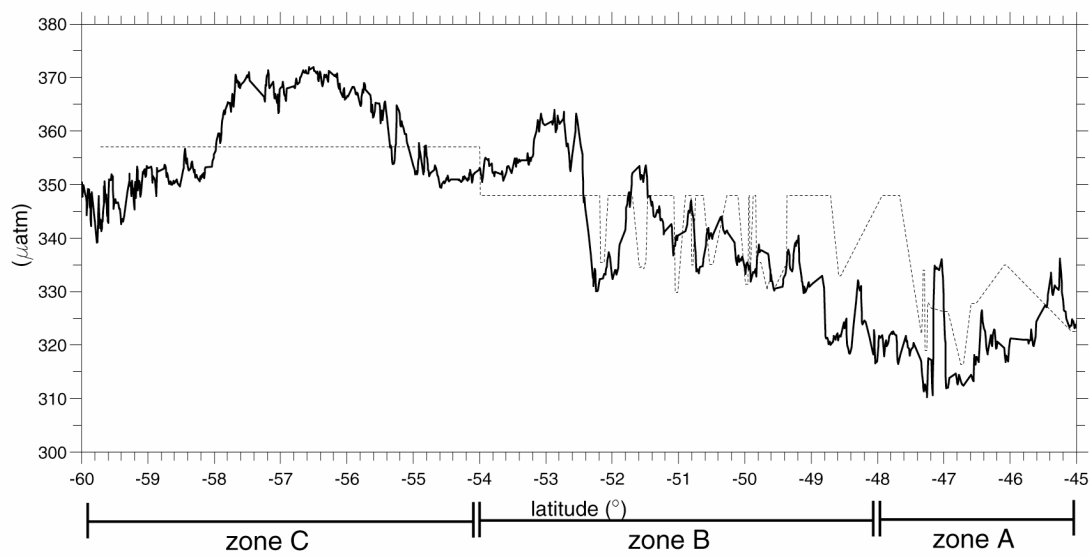


Fig. 6

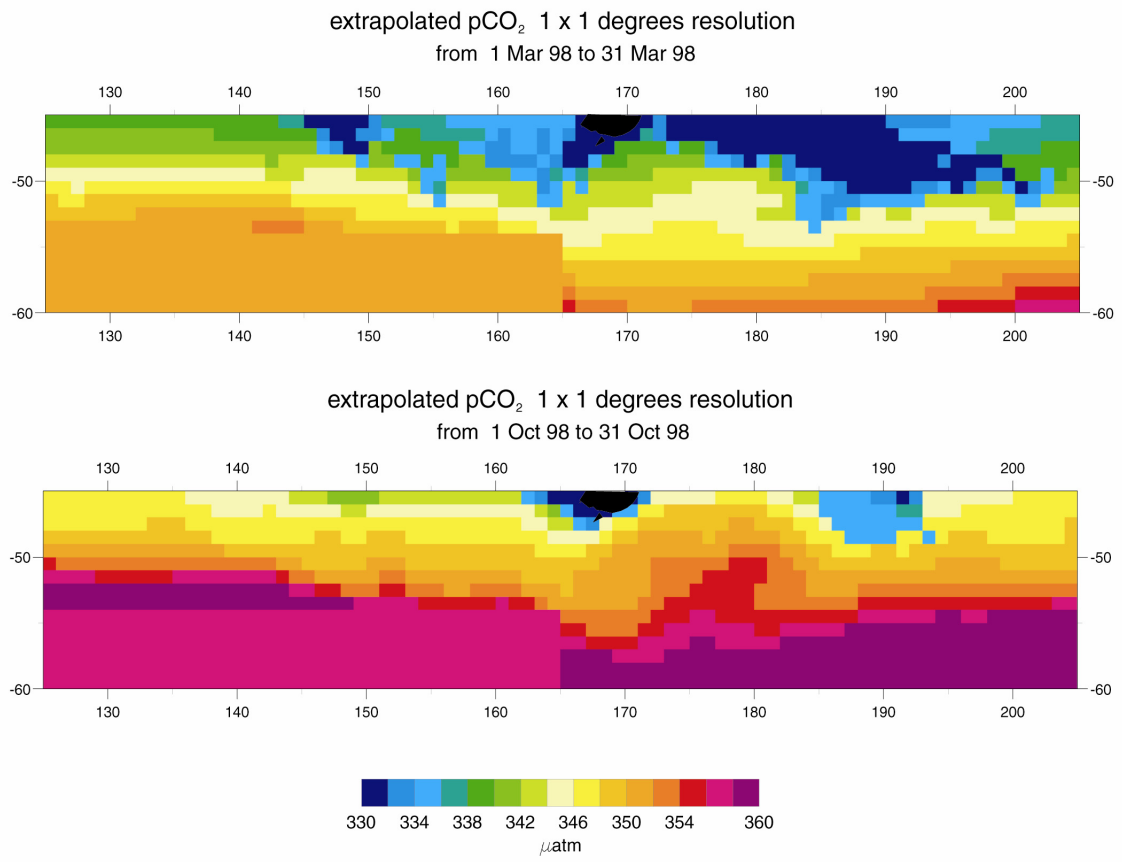


Fig. 7

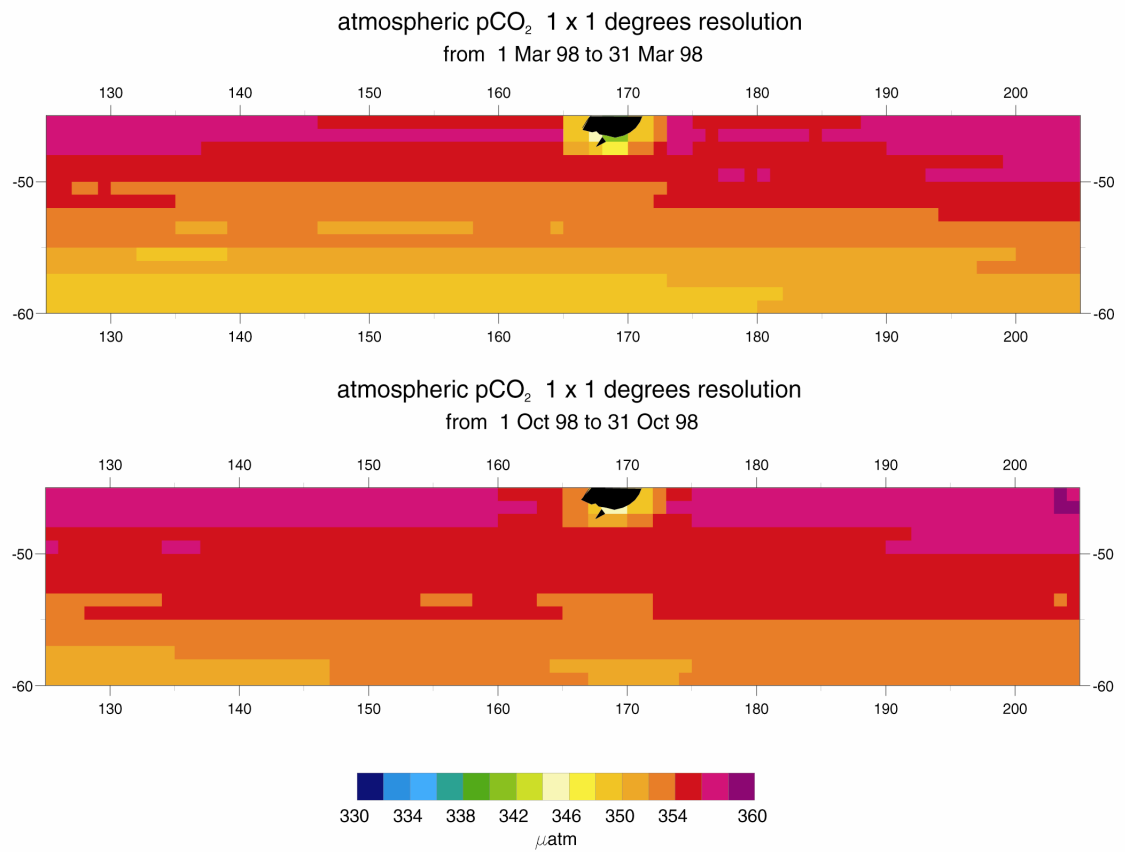


Fig. 8

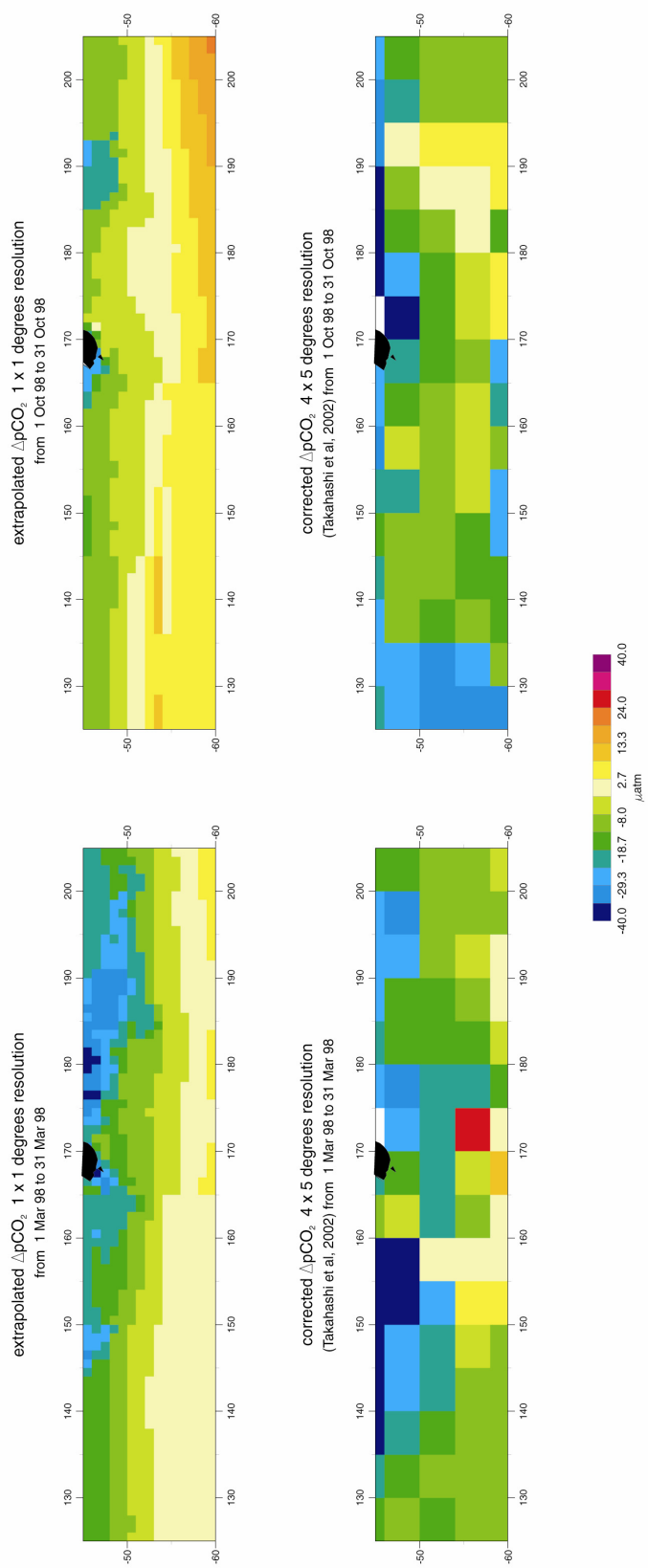


Fig. 9

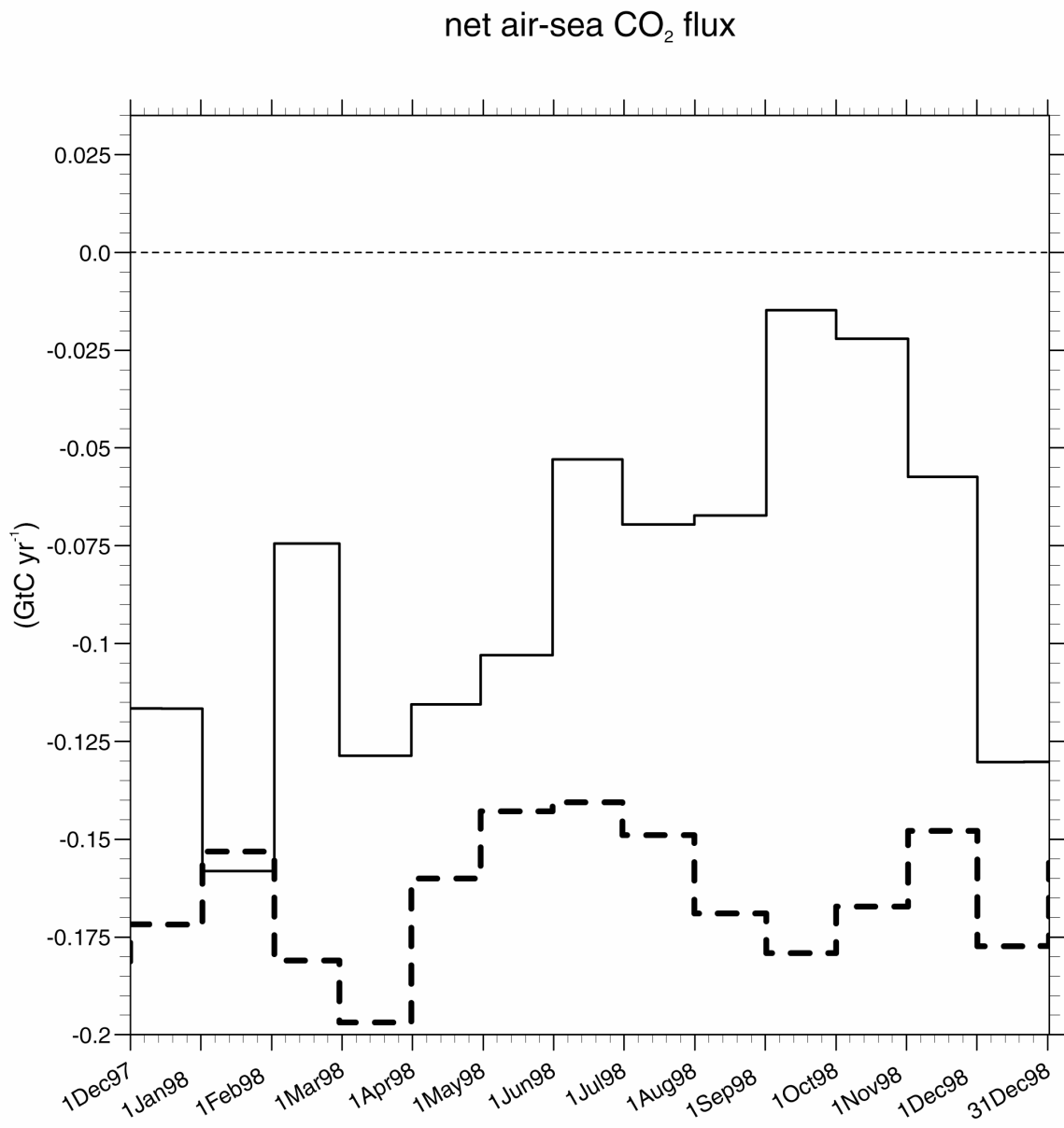


Fig. 10

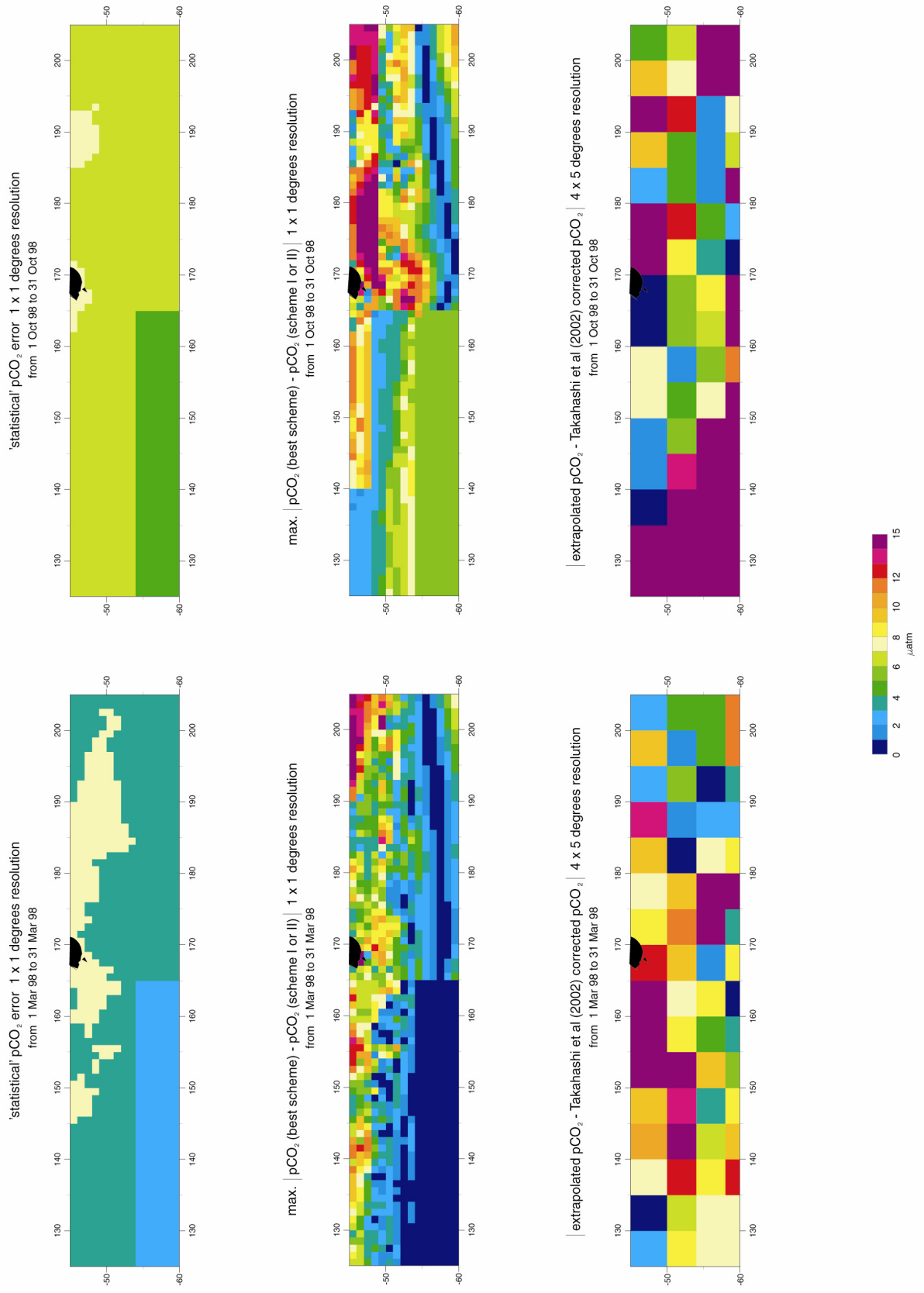


Fig. 11

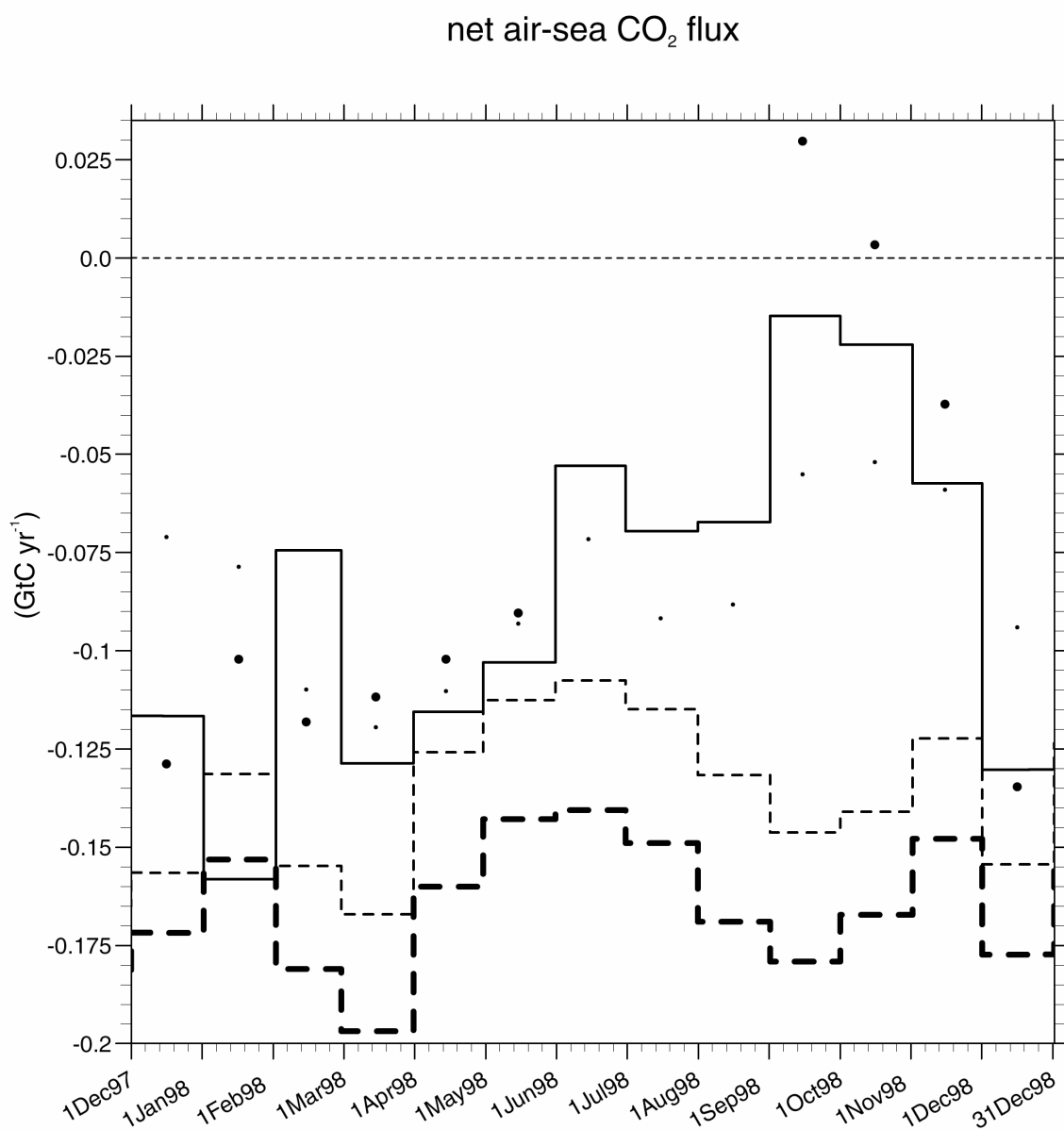


Fig. 12

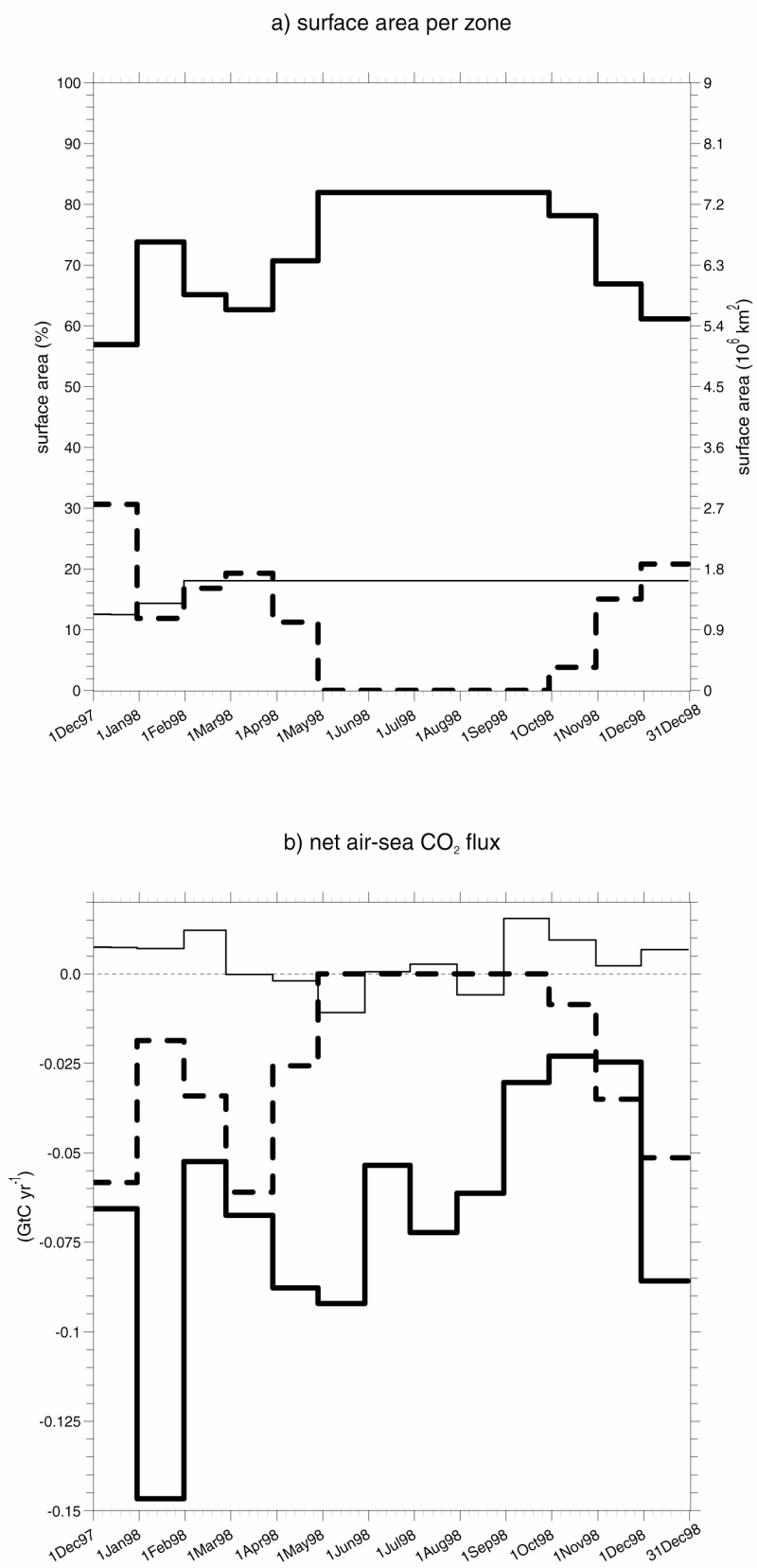


Table 1 : List of campaigns.

Cruise area	Cruise name	Start cruise	End cruise	Season	Ship name
East of New Zealand (AESOPS campaigns)	NBP 97 8	06/11/1997	11/11/1997	Spring	R/V Nathaniel B. Palmer
	RR KIWI 8 first transect	08/01/1998	13/01/1998	Summer	
	RR KIWI 8 second transect	03/02/1998	07/02/1998	Summer	
	RR KIWI 9 first transect	13/02/1998	26/02/1998	Summer	R/V Roger A. Revelle
	RR KIWI 9 second transect	07/03/1998	18/03/1998	Fall	
South of Tasmania (Astrolabe campaigns)	NBP 98 2	25/03/1998	02/04/1998	Fall	R/V Nathaniel B. Palmer
	dia 99	22/10/1999	28/10/1999	Spring	
South of New Zealand and Tasmania (SOIREE campaigns)	rta 99	21/12/1999	26/12/1999	Summer	R/V Astrolabe
	First SOIREE transect	02/02/1999	09/02/1999	Summer	
	Second SOIREE transect	22/02/1999	28/02/1999	Summer	R/V Tangaroa

Table 2 : Summary of the relations used to extrapolate pCO₂ and statistics of the residuals to the fits.

Regions	Seasons or months	Fits or $\langle pCO_2 \rangle$ <i>Chl</i> in mg.m ⁻³ , <i>SST</i> in °C and <i>pCO₂</i> in μ atm	std (***) in μ atm	stdfit (***) in μ atm	Number of data
Region A : chl- "rich" area chl- "rich" area in the southwestern area (region C)	Spring, summer, fall and winter (*) December and January only	$pCO_2 = -33.04 \times Chl + 347.89$ $pCO_2 = -33.04 \times Chl + 363.$	11.3	7.9	209
	Spring	$pCO_2 = -2.69 \times SST + 370.80$	8.2	5.7	1155
	Summer December Summer January Summer February	$pCO_2 = -1.23 \times SST + 352.50$ $pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 334$ $pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 348$	5.8 9.3 9.2	4.8 — —	368 1205 3083
Region B : chl- "poor" area	Fall	$pCO_2 = -2.06 \times SST + 362.63$	4.2	2.6	3042
	Winter	$pCO_2 = -2.38 \times SST + 366.72$ (**)	—	—	—
	Spring	$pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 357$	4.0	—	365
	Summer	$pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 357$	6.5	—	298
Region C : southwestern area	Fall	$pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 350$	2.3	—	1167
	Winter	$pCO_2 = \langle pCO_2 \rangle = 354$ (***)	—	—	—

(*) no winter data : the same fit is used for winter.

(**) pCO₂-SST fit in spring and in fall are averaged to compute this new linear fit.

$$(***) \quad pCO_2 = \frac{(\langle pCO_2 \rangle \text{ in spring} + \langle pCO_2 \rangle \text{ in fall})}{2}.$$

(****) stdfit : standard deviation of pCO₂ with respect to the fits.
std : standard deviation of pCO₂ measurements.

Table 3 : Comparison of measured and extrapolated pCO₂ along SOIREE transects.

	Zone A				Zone B				Zone C		
	In situ pCO ₂ (µatm)	Predicted pCO ₂ (µatm)	Std of difference (µatm)	In situ pCO ₂ (µatm)	Predicted pCO ₂ (µatm)	Std of difference (µatm)	In situ pCO ₂ (µatm)	Predicted pCO ₂ (µatm)	Std of difference (µatm)		
Transect 1	311	324	10.6	347	348	10.3	358	357	5.6		
Transect 2	329	330	10.2	343	348	11.6	360	357	8.2		

Table 4 : Standard deviation of the differences between pCO₂ measurements and predicted values (stdfit, in µatm), according to scheme.

Seasons	Scheme I	Scheme II	"Standard" scheme
Spring	6.1	4.6	5.3
Summer	10.6	11.4	9.6
Fall	6.4	5.6	4.8
Spring, summer, and fall	8.5	8.5	7.4

Table 5: Statistics of pCO₂-SST fits obtained in Zone A and Zone B together

Spring	pCO ₂ =-2.86SST+371 stdfit=7.1 μatm
December	pCO ₂ =-2.53SST+360 Stdfit=6.9 μatm
Fall	pCO ₂ =-4.42SST+378 stdfit=4.6 μatm

Bibliographie.

- Atlas-of-Surface-Marine-Data, CD-ROM NODC-56, Ocean Climate Laboratory, NOAA, Washington, D.C., 1994.
- Aumont, O., S. Belviso, and P. Monfray, Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and Dimethylsulfide (DMS) sea surface distributions simulated from a global three-dimensional ocean carbon cycle model, *Journal of Geophysical research*, 107 (C4), 3029, doi:10.1029/1999JC000111, 2002.
- Baes, C.F., Ocean chemistry and biology, in *Carbon Dioxide Review 1982*, edited by W.C. Clark, pp. 187-211, Clarendon Press, Oxford, 1982.
- Bakker, D.C.E., A.J. Watson, and C.S. Law, Southern Ocean iron enrichment promotes inorganic carbon drawdown, *Deep Sea Research II*, 48, 2483-2507, 2001.
- Bates, N.R., T. Takahashi, D.W. Chipman, and A.H. Knap, Variability of pCO₂ on diel to seasonal timescales in the Sargasso Sea near Bermuda, *Journal of Geophysical research*, 103, 15567-15585, 1998.
- Batjes, N.H., Total carbon and nitrogen in the soils of the world, *European Journal of Soil Science*, 47, 151-163, 1996.
- Belkin, I.M., and A.L. Gordon, Southern ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania, *Journal of Geophysical research*, 101, 3675-3696, 1996.
- Bender, M., T. Sowers, and L. Labeyrie, The Dole effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the VOSTOK ice core, *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 363-376, 1994.
- Bickle, M.J., The role of metamorphic decarbonation reactions in returning strontium to the silicate sediment mass, *Nature*, 367, 699-704, 1994.
- Bock, E.J., T. Hara, N.M. Frew, and W.R. McGillis, Relationship between air-sea gas transfer and short wind waves, *Journal of Geophysical research*, 104, 25821-25831, 1999.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO₂ exchange coefficient: Consequences for the CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 453-470, 1997.
- Boutin, J., J. Etcheto, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, H.Y. Inoue, M. Ishii, R.D. Ling, P.D. Nightingale, N. Metzl, and R. Wanninkhof, Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean, *TellusB*, 51B, 490-508, 1999.
- Boutin, J., J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes, *Geophysical Research Letter*, 29 (8), 1182, doi:10.1029/2001GL013872, 2002.
- Boutin, J., Y. Rangama, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille, and M. Frankignoulle, Variability of the air-sea CO₂ fluxes inferred from in situ and remotely sensed parameters in the Southern Ocean, the Sixth International Carbon Dioxide Conference, Sendai, Japan, extended abstract, 2001.
- Boyd, P.W., G. McTainsh, V. Sherlock, K. Richardson, S. Nichol, M. Ellwood, and R. Frew, Episodic enhancement of phytoplankton in New Zealand subantarctic waters : Contribution of atmospheric and oceanic iron supply, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, doi:10.1029/2002GB002020, 2004.
- Broecker, W.S., T.H. Peng, G. Ostlung, and M. Stuiver, The distribution of bomb radiocarbon in the ocean, *JGR*, 90, 6953-6970, 1985.
- Broecker, W.S., T. Takahashi, H.J. Simpson, and T.H. Peng, Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget, *Science*, 206, 409-418, 1979.

- Chaigneau, A., variabilité de la couche superficielle de l'océan austral entre la Tasmanie et l'Antarctique, Phd thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2003.
- Clark, J.F., P. Schlosser, R. Wanninkhof, H.J. Simpson, W.S.F. Schuster, and D.T. Ho, Gas transfer velocities for SF₆ and ³He in a small pond at low wind speeds, *Geophysical Research Letter*, 22, 93-96, 1995.
- Copin-Montégut, C., A new formula for the effect of temperature on the partial pressure of CO₂ in seawater, *Marine Chemistry*, 25, 29-37, 1988.
- Copin-Montégut, C., Corrigendum. A new formula for the effect of temperature on the partial pressure of CO₂ in sea water, *Marine Chemistry*, 27, 143-144, 1989.
- Copin-Montégut, C., M. Begovic, and L. Merlivat, Variability of the partial-pressure of CO₂ on diel to annual timescales in the Northwestern Mediterranean Sea, *Marine Chemistry*, 85, 169-189, 2004.
- Deacon, E.L., Gas transfert to and across an air-water interface, *Tellus*, 29, 363-374, 1977.
- DeepSeaResearch, The US Southern Ocean Joint Global Ocean Flux Study (AESOPS), *Deep Sea Research II*, 47 (15-16), 3073-3548, 2000.
- DeepSeaResearch, US Southern Ocean JGOFS Program (AESOPS) - Part II, *Deep Sea Research II*, 48 (19-20), 3883-4383, 2001.
- DeepSeaResearch, US Southern Ocean JGOFS Program (AESOPS): Part III, *Deep Sea Research II*, 50 (3-4), 529-851, 2003.
- Dickson, A.G., An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total carbon dioxide from titration data, *Deep Sea Research*, 28A, 609-623, 1981.
- Dickson, A.G., pH scale and proton-transfer reactions in saline media such as sea water, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2299-2308, 1984.
- Dickson, A.G., The measurements of sea water pH, *Marine Chemistry*, 44, 131-142, 1993.
- Dierssen, H.M., and R.C. Smith, Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters, *Journal of Geophysical research*, 105, 26301-26312, 2000.
- DOE, *Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water; version 2*, [A. G. Dickson, C. Goyet (eds.)], ORNL/CDIAC-74, 1994.
- Etcheto, J., J. Boutin, and L. Merlivat, Seasonal variation of the CO₂ exchange coefficient over the global ocean using satellite wind speed measurements, *Tellus, Ser. B*, 43, 247-255, 1991.
- Etcheto, J., and L. Merlivat, Satellite determination of the carbon dioxide exchange coefficient at the ocean-atmosphere interface: A first step, *Journal of Geophysical research*, 93, 15669-15678, 1988.
- Falkowsky, P.G., R.T. Barber, and V. Smetacek, Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, *Science*, 281, 200-206, 1998.
- Falloon, P., P. Smith, K. Coleman, and S. Marshall, Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted Carbon Model, *Soil Biology and Biochemistry*, 30, 1207-1211, 1998.
- Gattuso, J.P., D. Allemand, and M. Frankignoulle, Photosynthesis and calcification at cellular, organismal and community levels in coral reefs : A review on interactions and control by carbonate chemistry, *American Zoologist*, 39, 160-183, 1999.
- Globalview-CO₂, Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon dioxide. CD ROM, NOAA CMDL, Boulder, Colorado [also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path : ccg/co2/GLOBALVIEW], 2000.

- Globalview-CO₂, Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon dioxide. CD ROM, NOAA CMDL, Boulder, Colorado [also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path : ccg/co2/GLOBALVIEW], 2003.
- Gloor, M., N. Gruber, J. Sarmiento, C.L. Sabine, R.A. Feely, and C. Rödenbeck, A first estimate of present and preindustrial air-sea CO₂ flux patterns based on Ocean interior carbon measurements, *Geophysical Research Letters*, 30 (1), 10.1029/2002GL015594, 2002.
- Glover, D.M., N.M. Frew, S.J. McCue, and E.J. Bock, A Multi-year Time Series of Global Gas Transfer Velocity from the TOPEX Dual Frequency, Normalized Radar Backscatter Algorithm, in *Gas Transfer at Water Surfaces*, edited by M.A. Donelan, W.M. Drennan, E.S. Saltzman, and R. Wanninkhof, pp. 325-331, Geophysical Monograph Series, vol. 127, AGU Press, 2002.
- Goyet, C., and P.G. Brewer, Biogeochemical properties of the oceanic carbon cycle, in *Modelling Oceanic Climate Interactions*, edited by J. Willebrand, and D.L.T. Anderson, pp. 271-297, NATO ASI Series, vol. I 11, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1993.
- Goyet, C., F.J. Millero, A. Poisson, and D.K. Shafer, Temperature dependence of CO₂ fugacity in seawater, *Marine Chemistry*, 44, 205-219, 1993.
- Goyet, C., and A. Poisson, New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity, *Deep Sea Research*, 36, 1635-1654, 1989.
- Gurney, K.R., R.M. Law, A.S. Denning, P.J. Rayner, D. Baker, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y. Chen, P. Ciais, S. Fan, I.Y. Fung, M. Gloor, M. Heimann, K. Higushi, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, P. Peylin, M. Prather, B.C. Pak, J. Randerson, J. Sarmiento, S. Tagushi, T. Takahashi, and C.W. Yuen, Toward robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models, *Nature*, 415, 626-630, 2002.
- Heimann, M., and P. Monfray, Spatial and temporal variation of the gas exchange coefficient for CO₂, 1, Data analysis and global validation, Rep. 31, pp. 29, Max-Planck-Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany, 1989.
- Hesshaimer, V., M. Heimann, and I. Levin, Radiocarbon evidence for a smaller oceanic carbon dioxide sink than previously believed, *Nature*, 370, 201-203, 1994.
- Hollinger, J., *DMSP special sensor microwave imager calibration/validation*, Nav. Res. Lab., Washington, D. C., 1989.
- Hood, E.M., and L. Merlivat, Annual to interannual variations of fCO₂ in the northwestern Mediterranean Sea: high frequency time series data from CARIOCA buoys (1995-1997), *Journal of Marine Research*, 59, 113-131, 2001.
- IPCC, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, 881 pp., Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Jabaud-Jan, A., N. Metzl, G. Brunet, A. Poisson, and B. Schauer, Interannual variability of the carbon dioxide system in the southern Indian Ocean (20°S-60°S) : The impact of a warm anomaly in the austral summer 1998, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB1042, doi:10.1029/2002GB002017, 2004.
- Jacques, G., and P. Tréguer, *écosystèmes pélagiques marins*, Masson, 1986.
- Jähne, B., K.H. Fischer, J. Ilmberger, P. libner, W. Weiss, D. Imboden, U. Lemnin, and J.M. Jaquet, Parametrization of air/lake gas exchange, in *Gas Transfer at Water Surfaces*,

- edited by W. Brutsaert, and G.H. Jirka, pp. 459-466, D. Reidel, Norwell, Mass., 1984a.
- Jähne, B., W. Huber, A. Dutzi, T. Wais, and J. Ilmberger, Wind/wave - tunnel experiment on the Schmidt number - and wave field dependence of air/water gas exchange, in *Gas Transfert at Water Surfaces*, edited by W. Brutsaert, and G.H. Jirka, pp. 303-309, Reidel, 1984b.
- Jähne, B., K.O. Munnich, R. Bosinger, A. Dutzi, W. Huber, and P. Libner, On the parameters influencing air-water gas exchange, *Journal of Geophysical research*, 92 (C2), 1937-1949, 1987.
- Jähne, B., K.O. Munnich, and U. Siegenthaler, Measurements of gas exchange and momentum transfer in a circular wind-water tunnel, *Tellus*, 31, 321-329, 1979.
- Jean-Baptiste, P., and A. Poisson, Gas transfer experiment on a lake (Kerguelen Islands) using ³He and SF₆, *Journal of Geophysical research*, 105, 1177-1186, 2000.
- Jones, E.P., A first measurement of air-sea CO₂ flux by eddy correlations, *Journal of Geophysical research*, 82, 5990-5992, 1977.
- Kleypas, J.A., R.R. Buddemeier, D. Archer, J.P. Gattuso, and B.N. Opdyke, Geochemical consequences of increased atmospheric CO₂ on corals and coral reefs, *Science*, 284 (118-120), 1999.
- Kump, L.R., J.F. Kasting, and R. Crane, *the Earth System*, Prentice et Hall, Upper Sadler River, New Jersey, 1999.
- Lalli, C.M., and T.R. Parsons, *Biological Oceanography ; An Introduction*, Pergamon Press, 1993.
- Langdon, C., T. Takahashi, C. Sweeney, D. Chipman, J. Goddard, F. Marubini, H. Aceves, H. Barnett, and M.J. Atkinson, Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef, *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (2), 639-654, 2000.
- Ledwell, J.J., The variation of the gas transfer coefficient with molecular diffusivity, in *Gas Transfert at Water Surfaces*, edited by W. Brutsaert, and G.H. Jirka, pp. 293-302, Reidel, 1984.
- Lee, K., R. Wanninkhof, T. Takahashi, S.C. Doney, and R.A. Feely, Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide, *Nature*, 396, 155-159, 1998.
- Lefèvre, N., La pression partielle de gaz carbonique : développement d'un capteur et analyse de la distribution dans l'océan Pacifique équatorial, Phd thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1994.
- Lefevre, N., J. Aiken, J. Rutllant, G. Daneri, S. Lavender, and T. Smyth, Observations of pCO₂ in the coastal upwelling off Chile : Spatial and temporal extrapolation using satellite data, *Journal of Geophysical research*, 107 (C6), 10.1029/2000JC000395, 2002.
- Lefèvre, N., J.P. Ciabrini, G. Michard, B. Brient, M. DuChaffaut, and L. Merlivat, A new optical sensor for P_{CO2} measurements in sea water, *Marine Chemistry*, 42, 189-198, 1993.
- LeQuéré, C., Variabilité du carbone océanique de 1979 à 1997 : modelisation et évaluation, Phd thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1999.
- Liss, P., P. Boyd, E. Cortijo, K. Denman, B. Huebert, T. Jickells, T. Johannessen, G. Komen, D. Kumar, P. Matrai, W. Miller, U. Platt, K. Richardson, P. Schlosser, M. Uematsu, I. Wainer, D. Wallace, and C. Ryan, *The Surface Ocean - Lower Atmosphere Study, Science Plan and Implementation Strategy*, [W. Broadgate, J. Bellamy, and B. Young (eds.)], IGBP, Report 50, Sweden, 2003.

- Liss, P.S., and L. Merlivat, Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, edited by P. Buat-Ménart, pp. 113-127, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- Louanchi, F., Etude des variabilités spatio-temporelles de fCO₂ à la surface de l'océan Indien : Processus et quantification, Phd thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1995.
- Lueker, T.J., A.G. Dickson, and C.D. Keeling, Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium, *Marine Chemistry*, 70, 105-119, 2000.
- Martin, J.H., glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13, 1990.
- McGillis, W.R., J.B. Edson, J.D. Ware, J.W.H. Dacey, J.E. Hare, C.W. Fairall, and R. Wanninkhof, Carbon dioxide flux techniques performed during GasEx-98, *Marine Chemistry*, 75, 267-280, 2001.
- Mehrbach, C., C.H. Culberson, J.E. Hawley, and R.M. Pytkowicz, Measurements of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnology and Oceanography*, 18, 897-907, 1973.
- Merlivat, L., and L. Memery, Gas exchange across an air-water interface : Experimental results and modelling of bubble contribution to transfer, *Journal of Geophysical research*, 88, 707-724, 1983.
- Metzl, N., A. Poisson, F. Louanchi, C. Brunet, B. Schauer, and B. Bres, Spatial-temporal distributions of air-sea fluxes of CO₂ in the Indian and Antarctic ocean, A first step, *Tellus*, 47B, 56-69, 1995.
- Metzl, N., B. Tilbrook, and A. Poisson, The annual fCO₂ cycle and the air-sea CO₂ flux in the sub-Antarctic Ocean, *Tellus*, 51B, 849-861, 1999.
- Millero, F.J., R.H. Byrne, R. Wanninkhof, R. Feely, T. Clayton, P. Murphy, and M.F. Lamb, The internal consistency of CO₂ measurements in the equatorial Pacific, *Marine Chemistry*, 44, 269-280, 1993.
- Milliman, J.D., production and accumulation of calcium carbonate in the ocean : Budget of a nonsteady state, *Global Biogeochemical Cycles*, 4, 927-957, 1993.
- Milliman, J.D., and A.W. Droxler, Neritic and pelagic carbonate sedimentation in the marine environment : Ignorance is not bliss, *Geologische Rundschau*, 85, 496-504, 1996.
- Minas, H.J., and M. Minas, Net community production in "high nutrient-low chlorophyll" waters of the tropical and Antarctic Oceans: Grazing vs. iron hypothesis, *Oceanologica Acta*, 15, 145-162, 1992.
- Moore, J.K., M.R. Abbott, J.G. Richman, W.O. Smith, T.J. Cowles, K.H. Coale, W.D. Gardner, and R.T. Barber, SeaWiFS satellite ocean color data from the Southern Ocean, *Geophysical Research Letter*, 26, 1465-1468, 1999.
- Moore, J.K., and M.R. Abott, Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean, *Journal of Geophysical research*, 105, 28709-28722, 2000.
- Murphy, R.J., M.H. Pinkerton, K.M. Richardson, J.M. Bradford-Grieve, and P.W. Boyd, Phytoplankton distributions around New Zealand derived from SeaWiFS remotely-sensed ocean colour data, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 35, 343-362, 2001.
- Nightingale, P.D., G. Malin, C.S. Law, A.J. Watson, P.S. Liss, M.I. Liddicoat, J. Boutin, and R.C. Upstill-Goddard, In-situ evaluation of air-sea gas exchange parameterisations using novel conservative and volatile tracers, *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 373-387, 2000.
- Orsi, A.H., T.W. III, and W.D. Nowlin, On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current, *Deep Sea Research*, 42, 641-673, 1995.

- Peacock, S., Debate over the ocean bomb radiocarbon sink : Closing the gap, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB2022, doi:10.29/2003GB002211, 2004.
- Rangama, Y., J. Boutin, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille, M. Frankignoulle, and D.C.E. Bakker, Variability of net air-sea CO₂ flux inferred from in situ and satellite measurements in the Southern Ocean south of Tasmania and New Zealand, *submitted to Journal of Geophysical research*, 2004.
- Rintoul, S.R., and J.L. Bullister, A late winter hydrographic section from Tasmania to Antarctica, *Deep Sea Research*, 46, 1417-1454, 1999.
- Rintoul, S.R., and S. Sokolov, Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3), *Journal of Geophysical research*, 106, 2795-2814, 2001.
- Robertson, J.E., and A.J. Watson, Thermal skin effect of the surface ocean and its applications for CO₂ uptake, *Nature*, 358, 738-740, 1992.
- Roy, R.N., L.N. Roy, K.M. Vogel, C. Porter-Moore, T. Pearson, C.E. Good, F.J. Millero, and D.M. Campbell, The dissociation constants of carbonic acid in seawater at salinities 5 to 45 and temperatures 0 to 45°C, *Marine Chemistry*, 44, 249-267, 1993.
- Schimel, D.S., B.H. Braswell, E.A. Holland, R. McKeown, D.S. Ojima, T.H. Painter, W.J. Parton, and A.R. Townsend, Climatic edaphic and biotic controls over carbon and turnover of carbon in soils, *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 279-293, 1994.
- Schitzer, R., Applying the adjoint method for biogeochemical modeling : export of particulate organic matter in the world ocean, in *Inverse Methods in global biogeochemical cycles*, edited by P. Kasibhatla, M. Heimann, P. Rayner, N. Mahowald, R.G. Prinn, and D.E. Hartley, pp. 107-124, Geophysical Monograph Series, 2000.
- Schlesinger, W.H., Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils, *Nature*, 348, 233-234, 1990.
- Scholes, M., and M.O. Andreae, Biogenic and pyrogenic emissions from Africa and their impact on the global atmosphere, *Ambio*, 29, 23-29, 2000.
- Stramska, M., D. Stramski, R. Hapter, S. Kaczmarek, and J. Stori, Bio-optical relationships and ocean color algorithms for the north polar region of the Atlantic, *Journal of Geophysical research*, 108, 3143, doi:10.1029/2001JC001195, 2003.
- Takahashi, T., R.A. Feely, R.F. Weiss, R.H. Wanninkhof, D.W. Chipman, S.C. Sutherland, and T.T. Takahashi, Global air-sea flux of CO₂: an estimate based on measurements of air-sea pCO₂ difference, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 94, 8292-8299, 1997.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D.W. Chipman, and S.C. Sutherland, Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study, *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878, 1993.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri, Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects, *Deep Sea Research Part II*, 49 (9-10), 1601-1622, 2002.
- Takahashi, T., R.H. Wanninkhof, R.A. Feely, R.F. Weiss, D.W. Chipman, N. Bates, J. Olafsson, C. Sabine, and S.C. Sutherland, Net sea-air CO₂ flux over the global oceans: an improved estimate based on the sea-air pCO₂ difference, in *2nd International Symposium CO₂ in the Oceans*, pp. 9-15, Tsukuba, Japan, 1999.
- Tans, P.P., J.Y. Fung, and T. Takahashi, Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget, *Science*, 247, 1431-1438, 1990.
- Trull, T., S.R. Rintoul, M. Hadfield, and E.R. Abraham, Circulation and seasonal evolution of polar waters south of Australia: Implications for iron fertilization of the Southern Ocean, *Deep Sea Research II*, 48, 2439-2466, 2001.

- Upstill-Goddard, R.C., A.J. Watson, P.S. Liss, and M.I. Liddicoat, Gas transfer velocities in lakes measured with SF₆, *Tellus*, 42B, 364-377, 1990.
- VanScoy, K.A., K.P. Morris, J.E. Robertson, and A.J. Watson, Thermal skin effect and the air-sea flux of carbon dioxide: a seasonal high-resolution estimate, *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 253-262, 1995.
- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *Journal of Geophysical research*, 97, 7373-7382, 1992.
- Wanninkhof, R., W. Asher, R. Weppernig, H. Chen, P. Schlosser, C. Langdon, and R. Sambrotto, Gas transfer experiment on Georges Bank using two volatile deliberate tracers, *Journal of Geophysical research*, 98, 20237-20248, 1993.
- Wanninkhof, R., J.R. Ledwell, and W.S. Broecker, Gas exchange-Wind speed relation measured with sulfur hexafluoride on a lake, *Science*, 227, 1224-1226, 1985.
- Wanninkhof, R., J.R. Ledwell, and W.S. Broecker, Gas exchange on Mono Lake and Crowley Lake, California, *Journal of Geophysical research*, 92, 14567-14580, 1987.
- Wanninkhof, R., J.R. Ledwell, and J. Crucius, Gas transfer velocities on lakes measured with sulfur hexafluoride, in *Proceedings of the Second International Symposium on Gas Transfer at Water Surfaces*, edited by S.C. Wilhems, and J.S. Gulliver, pp. 441-458, Am. Soc. of Civil Eng., New York, 1991.
- Wanninkhof, R., and W.R. McGillis, A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange coefficient and wind speed, *Geophysical Research Letters*, 26, 1889-1892, 1999.
- Watson, A.J., D.C.E. Bakker, P.W. Boyd, A.J. Ridgwell, and C.S. Law, Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂, *Nature*, 407, 730-733, 2000.
- Watson, A.J., R.C. Upstill-Goddard, and P.S. Liss, Air-sea gas exchange in rough and stormy seas measured by a dual-tracer technique, *Nature*, 145-147, 1991.
- Weiss, R.F., Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a nonideal gas, *Marine Chemistry*, 2, 203-215, 1974.
- Weiss, R.F., and B.A. Price, Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Marine Chemistry*, 8, 347-359, 1980.
- Wentz, F.J., Measurement of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers, *IEEE*, 30, 960-972, 1992.
- Williams, S.N., S.J. Schaefer, M.I. Calvache, and D. Lopez, Global Carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1765-1770, 1992.
- Wright, P.B., An Atlas Based on the 'COADS' Data Set : Fields of Mean Wind, Cloudiness and Humidity at the surface of the Global Ocean, in *Tech. Rep. 14*, Max-Planck-Institut für Meteorologie., 1988.
- Zeebe, R.E., and D. Wolf-Gladrow, *CO₂ in seawater : equilibrium, kinetics, isotopes*, Elsevier oceanography series, 2001.
- Zeng, L., and G. Levy, Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data, *Journal of Geophysical research*, 100, 5133-5142, 1995.
- Zhang, H., and R.H. Byrne, spectrophotometric pH measurements of surface seawater at in situ conditions : absorbance and protonation behavior of thymol blue, *Marine Chemistry*, 52, 17-25, 1996.

Liste des Figures.

- Figure 1 : le cycle du carbone. Ce graphique est issu de [IPCC, 2001] (figure 3.1 de ce rapport). Il comprend quatre parties. (a) le cycle naturel du carbone. (b) la perturbation apportée par l'homme au cycle du carbone. (c) le cycle océanique du carbone. (d) le cycle terrestre du carbone. Les flux (GtC an^{-1}) et la taille des réservoirs (GtC) sont estimés pour les années 1980. 12
- Figure 2 : figure synthétisant, à température constante, les effets sur le DIC et TA de la formation/dissolution du carbonate de calcium, de la biologie (photosynthèse/respiration) et de l'absorption et du dégazage du CO_2 par l'océan. Les isocontours du pH (traits pointillés) et du $[\text{CO}_2]$ en $\mu\text{mole kg}^{-1}$ (traits continus) en fonction du DIC et de TA sont aussi superposés à ce diagramme. Cette figure est issue de la figure 1.1.3 de [Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001]) (origine [Baes, 1982]). 26
- Figure 3 : profil latitudinaux des quatre coefficients d'échange déduits des relations étudiées pour les quatre trimestres (a) janvier à mars, b) avril à juin, c) juillet à septembre et d) octobre à décembre de l'année 1995 (figure 2 de l'article [Boutin et al., 2002]). En trait gras, coefficient d'échange déduit de la relation de [Liss and Merlivat, 1986], en traits pointillés gras, celui déduit de celle de [Nightingale et al., 2000], en traits pointillés, celui déduit de la relation de [Wanninkhof, 1992] et en trait continu, le coefficient d'échange déduit de celle de [Wanninkhof and McGillis, 1999]. 31
- Figure 4 : carte de SST Reynolds à 2.5° de résolution pour le mois de janvier 1995. 35
- Figure 5 : cartes interpolées de K_{WT} pour le premier et le troisième trimestres 1995. 37
- Figure 6 : cartes climatologique de KS pour le premier et le troisième trimestre. 39
- Figure 7 : position des fronts climatologiques STF, SAF et PF issus de [Belkin and Gordon, 1996]. Entre 125°E et 155°O , la définition du SAF de [Orsi et al., 1995] est prise à la place de celle de [Belkin and Gordon, 1996]. 40
- Figure 8 : variation temporelle de $\langle\text{KS}\rangle$ dans les zones hydrologiques. 40
- Figure 9 : Mise à l'eau d'une bouée CARIOCA le 24 mars 2004 au large de la Nouvelle-Zélande lors de la campagne SAGE (SOLAS Air Gas Exchange) qui s'est déroulée du 13 mars au 14 avril 2004 (collaboration Kim Curie). 45
- Figure 10 : diagramme de dispersion SSS vs SST pour la bouée 22831 avec la date codée en couleur du 13 au 25 janvier 2002. Différence entre la régression de la SST avec la SSS (trait continu) et le fit déduit de la régression de la SSS avec la SST (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -0.05 à 0.09°C 48
- Figure 11 : diagramme de dispersion SSS vs SST pour OISO 8 avec les heures codées en couleur du 12 au 13 janvier 2002. Différence entre la régression de la SST avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec la SST (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -0.6 à 0.8°C 48
- Figure 12 : diagramme de dispersion SSS vs $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la date codée en couleur pour la bouée 22831 du 13 au 25 janvier 2002. Différence entre la régression du $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -4 à $2 \mu\text{atm}$ 49
- Figure 13 : diagramme de dispersion SSS vs $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ avec les heures codées en couleur pour OISO 8 du 12 au 13 janvier 2002. Différence entre la régression du $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ avec la SSS (trait continu) et fit déduit de la régression de la SSS avec $\text{pCO}_2(10^\circ\text{C})$ (traits pointillés) sur la gamme de SSS considérée : de -7 à $3 \mu\text{atm}$ 49
- Figure 14 : trajectoire des bouées 22831 et 28528 superposée à la carte mensuelle de la SST du sud de l'océan Indien (février 2002). 51

Figure 15 : carte des mesures de pCO ₂ des bouées 22831 (carioca 2) et 28528 (carioca 1) pour janvier à avril 2002.....	52
Figure 16 : diagramme T-S avec le DIC (Dissolved Inorganic Carbon) codée en couleur pour la 22831.....	54
Figure 17 : diagrammes de dispersion entre la SST et le pCO ₂ avec le temps codé en couleur (la 22831 en haut, la 28528 en bas).....	55
Figure 18 : ΔpCO ₂ et flux air mer de CO ₂ estimé pour les bouées 22831 (en haut) de janvier à mai 2002 et 28528 (en bas) de janvier à juillet 2002.	57
Figure 19 : trajectoire des bouées 13060 et 03739 sur la carte mensuelle de la chlorophylle SeaWiFS de la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande (en haut : février 2003, en bas mars 2003).....	58
Figure 20 : tracés des données de SSS, SST, pCO ₂ et pCO ₂ à 10°C codés en couleurs le long de la trajectoire des bouées 13060 et 03739 respectivement en haut à gauche, en bas à gauche, en haut à droite et en bas à droite.....	59
Figure 21 : flux de CO ₂ à l'interface océan atmosphère pour la bouée 13060 (rouge) et 03739 (orange) de février à avril 2003.....	61
Figure 22 : trajet des campagnes dans la région au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande. Les fronts climatologiques de [Belkin and Gordon, 1996] incluant le front subtropical (STF) ainsi que sa branche nord (NSTF) et sud (SSTF) à l'ouest de la Nouvelle-Zélande. Le front polaire (PF) et le front subantarctique (SAF) climatologique de [Orsi et al., 1995] sont aussi indiqués sur cette figure. Enfin, les isolignes des profondeurs 500 et 1000 m sont indiquées en rouge.....	66
Figure 23 : Pa ECMWF colocalisées vs latitude pour dta 99 (en haut) et rta 99 (en bas).	69
Figure 24 : pCO ₂ et pCO ₂ corrigées (Pa ECMWF) vs latitude pour dta 99 (en haut) et pour rta 99 (en bas).	71
Figure 25 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO ₂ en fonction de la latitude pour la campagne NBP 97 8 et le premier transect de RR KIWI 8. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.....	73
Figure 26 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO ₂ en fonction de la latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 8 et le premier transect de RR KIWI 9. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.....	74
Figure 27 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO ₂ en fonction de la latitude pour le dernier transect de RR KIWI 9 et la campagne NBP 98 2. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.....	75
Figure 28 : SST (en haut), SSS (en bas) et pCO ₂ en fonction de la latitude pour la campagne dta 99 et rta 99. L'indice B correspond aux fronts de Belkin et l'indice O à celui de Orsi.....	79
Figure 29 : carte de SST Reynolds de la région à 1° X 1° de résolution pour la semaine du 01/03/1998.....	82
Figure 30 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO ₂ vs latitude pour NBP 97 8 (en haut à gauche), pour le premier (en haut à droite) et le deuxième transect (en bas à gauche) de RR KIWI 8 et pour le premier transect de RR KIWI 9 (en bas à gauche).....	85
Figure 31 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée et pCO ₂ vs latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 9 (en haut à gauche), pour NBP 98 2 (en haut à droite), pour dta 99 (en bas à gauche) et pour rta 99 (en bas à droite).....	86
Figure 32 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée (coloc.pro) et pCO ₂ vs latitude pour NBP 97 8 (en haut à gauche), pour le premier (en haut à droite) et le deuxième transect (en bas à gauche) de RR KIWI 8 et pour le premier transect de RR KIWI 9 (en bas à gauche).....	88

Figure 33 : chlorophylle SeaWiFS colocalisée (coloc.pro) et pCO ₂ vs latitude pour le deuxième transect de RR KIWI 9 (en haut à gauche), pour NBP 98 2 (en haut à droite), pour dta 99 (en bas à gauche) et pour rta 99 (en bas à droite).....	89
Figure 34 : distribution climatologique de ΔpCO ₂ issue de [Takahashi et al., 2002] pour le mois de janvier.	91
Figure 35 : variation de xCO _{2atm} extrapolées (tirets gras) et de xCO _{2atm} issues de [Globalview-CO ₂ , 2003] (pointillées).	93
Figure 36 : carte de pCO _{2atm} à 1° X 1° de résolution pour janvier 1998.....	94
Figure 37 : carte de Pa ECMWF à 2.5° x 2.5° de résolution pour janvier 1998.....	95
Figure 38 : variation de pCO ₂ (en haut), de la SST (en haut), de pCO ₂ (9km) (en bas) et de la chlorophylle SeaWiFS colocalisée en utilisant coloc.pro (en bas) en fonction de la latitude pour le premier transect de RR KIWI 9.	97
Figure 39 : pCO ₂ non moyennées (traits gras continus) et moyennées (traits gras pointillés) en latitude vs latitude, chlorophylle SeaWiFS non moyennée (traits continu) et moyennées (traits pointillé) en latitude vs latitude pour le transect NBP 98 2.	101
Figure 40 : évolution des zones où sont appliquées les régressions pCO ₂ -chlorophylle ou pCO ₂ -SST selon les différents scénarios.....	105
Figure 41 : cartes de pCO ₂ à 1° X 1° de résolution pour le mois de mars 1998 (scénario I).	106
Figure 42 : SSTvar vs latitude et SST vs latitude pour NBP 97 8 (printemps) et pour le premier transect de RR KIWI 9 (été).	108
Figure 43 : diagramme de dispersion chl vs pCO ₂ et SST vs pCO ₂ dans la région A et B pour scénario II.	114
Figure 44 : fits chl vs pCO ₂ au printemps (traits continus), et à l'automne (traits pointillés) dans la région A (données AESOPS et Astrolabe ensembles). La valeur en hiver a été prise à 337 μatm (voir texte).	116
Figure 45 : carte de pCO ₂ extrapolée dans région d'étude à 1 X 1 degrés de résolution pour le mois de mars 1998 (scénario II).....	117
Figure 46 : pCO ₂ extrapolée et pCO ₂ mesurée par les bouées CARIOCA déployées en 2003 en fonction du temps.	120
Figure 47 : (gauche) régression pCO ₂ -Chl. issue du scénario choisi (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (janvier) pour ⟨SST⟩ (trait continu), SST min (en pointillés courts) et SST max (en pointillés long) dans la zone A ; (droite) ⟨ pCO ₂ ⟩ issue du scénario choisi pour janvier 1998 (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (janvier) pour ⟨Chl.⟩ (trait continu), Chl.=0 (en pointillés courts) et 0.37 mg m ⁻³ (en pointillés long) dans la zone B.	123
Figure 48 : (a) régression pCO ₂ -Chl. issue du scénario choisi (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (mars) pour ⟨SST⟩ (trait continu), SST min (en pointillés courts) et SST max (en pointillés long) dans la zone A ; (b) régression pCO ₂ -SST issue du scénario choisi pour mars 1998 (en gras) et le fit issu de [Louanchi, 1995] (mars) pour ⟨Chl.⟩ (trait continu), Chl.=0 (en pointillés courts) et 0.37 mg m ⁻³ (en pointillés long) dans la zone B.	123
Figure 49 : chlorophylle issues de cartes SeaWiFS à 1° x 1° de résolution (haut) et calculées par le modèle PISCES (bas) pour les mois de mars (gauche) et octobre (droite).	126
Figure 50 : ΔpCO ₂ extrapolés (haut) et calculés par le modèle PISCES (bas) pour les mois de mars (gauche) et octobre (droite).	126
Figure 51 : ΔpCO ₂ versus SST déduits sur la zone B à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (cf. article [Rangama et al., 2004]) (droite). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement.	127

Figure 52 : $\Delta p\text{CO}_2$ versus SST déduits sur la zone B à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (droite) (suite de la Figure 51). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement..... 128

Figure 53 : $\Delta p\text{CO}_2$ versus Chlorophylle déduits sur la zone A à partir du modèle PISCES (gauche) et à partir des mesures (droite). La régression linéaire obtenue à partir des mesures et l'écart type des mesures par rapport à la régression sont indiqués en rouge et vert respectivement. 129

Figure 54 : Flux sur la zone (45°S - 60°S ; 125°E - 155°O) simulés par le modèle PISCES (courbe bleue) et par nos extrapolations (courbe rouge ; cf. article [Rangama et al., 2004]). 129

Figure 55 : spectre d'absorption du bleu de Thymol (H_2BT) et de sa forme acide BT^{2-} (I) et basique HBT^- (IH) pour une concentration c égale à $4.10^{-3} \text{ mol l}^{-1}$. Cette figure est issue de [Lefèvre, 1994]. Les termes a, b, c et d ont été rajoutés sur cette figure et correspondent, respectivement à $A_{596}^{I^-}$, A_{434}^{IH} , $A_{434}^{I^-}$ et A_{596}^{IH} 135

Liste des équations.

Équation 1 : équation de dissociation de l'acide carbonique dans l'eau de mer.	17
Équation 2 : équation d'équilibre chimique pour l'ion bicarbonate.	17
Équation 3 : équation d'équilibre chimique pour l'ion carbonate.	17
Équation 4 : le carbone inorganique dissous.	17
Équation 5 : l'alcalinité des carbonates.	17
Équation 6 : la pression partielle du CO ₂ dans l'eau de mer.	18
Équation 7 : alcalinité totale.	18
Équation 8 : effet tampon de l'océan en cas de CO ₂ en excès.	19
Équation 9 : facteur de Revelle.	19
Équation 10 : flux local de CO ₂ entre l'océan et l'atmosphère.	20
Équation 11 : flux global de CO ₂ à l'interface air-mer.	21
Équation 12 : effet thermodynamique sur pCO ₂	22
Équation 13 : formation du carbonate de calcium.	24
Équation 14 : formule de KS.	32
Équation 15 : formule conversion de vent satellitaire.	34
Équation 16 : formule d'interpolation de données satellitaires.	36
Équation 17 : équation TA vs SSS issue de [Jabaud-Jan <i>et al.</i> , 2004].	53
Équation 18 : pression partielle de CO ₂ à l'intérieur de l'équilibrateur (pCO _{2eq}).	67
Équation 19 : équation de dissociation du colorant.	133
Équation 20 : pH du colorant.	134
Équation 21 : concentration c du colorant.	134
Équation 22 : alcalinité A _T du colorant.	134
Équation 23 : absorbance A du colorant pour les longueurs d'ondes λ égale, respectivement, à 434 et 596 nm.	135
Équation 24 : relation de [Zhang and Byrne, 1996] adaptée pour les bouées CARIOCA.	136
Équation 25 : relation donnant pCO _{2th} pour les bouées CARIOCA.	136
Équation 26 : le paramètre de surveillance Am.	137

Liste des tableaux.

Tableau 1 : bilan global du CO ₂ pour les années 1980 et 1990 exprimée en GtC an ⁻¹ (source [IPCC, 2001]). Les termes positifs sont les flux en direction de l'atmosphère.....	15
Tableau 2 : erreurs commises dans le calcul des paramètres pour différents couples en entrée.	19
Tableau 3 : différentes relations utilisées dans [Boutin <i>et al.</i> , 2002].	30
Tableau 4 : moyenne annuelle et écart type de KS dans les zones hydrologiques	41
Tableau 5 : récapitulatif des bouées mises à l'eau dans l'océan sud depuis 2002.	46
Tableau 6 : moyennes de quelques paramètres mesurées par les bouées déployées en 2002 et 2003. L'écart type des mesures (std) est indiquée en gras entre parenthèse.....	63
Tableau 7 : comparaison entre les pCO ₂ mesurées par les bouées avec les pCO ₂ du cycle annuel de [Metzl <i>et al.</i> , 1999] et les pCO ₂ climatologiques de [Takahashi <i>et al.</i> , 2002]. Std est aussi indiqué en gras entre parenthèse excepté pour les pCO ₂ issus de [Metzl <i>et al.</i> , 1999] (les valeurs indiquées sont déduites de la Figure 5a de cet article et correspondent au minimum et au maximum du pCO ₂ observé dans les gammes de variation en SST de chaque bouée).	63
Tableau 8 : position déterminée pour le SAF à partir des mesures de surface et celle du front climatologique subantarctique de [Orsi <i>et al.</i> , 1995] pour les campagnes AESOPS.....	72
Tableau 9 : position déterminée pour le SAF à partir des mesures de surface et celle du front climatologique subantarctique de [Orsi <i>et al.</i> , 1995] pour les campagnes Astrolabe.....	80
Tableau 10 : période sur laquelle la chlorophylle SeaWiFS a été moyennée, campagne par campagne.....	84
Tableau 11 : correspondance entre les saisons et les campagnes.....	99
Tableau 12 : statistiques des fits dans le cas SST1 égale à 7.5°C et SST2 égale à 12°C, stdfit et std sont en μatm	99
Tableau 13 : statistiques des fits dans le cas SST1 égale à 8.5°C et SST2 égale à 12°C, stdfit et std sont en μatm	100
Tableau 14 : statistique des fits dans le cas des données de pCO ₂ et de chlorophylle SeaWiFS moyennées, stdfit et std sont en μatm	102
Tableau 15 : valeurs de SST1 et de SST2 qui varient selon la saison.....	102
Tableau 16 : statistique des fits dans le cas où les seuils en SST varient selon la saison et où les données in situ sont moyennées sur 0.5° en latitude, stdfit et std sont en μatm	103
Tableau 17 : récapitulatif des relations utilisées pour créer les cartes de pCO ₂ dans le cas du scénario I. La valeur de std ou celle de stdfit est aussi indiquée en gras entre parenthèse.	104
Tableau 18 : latitude de SST _{var} 1 et des fronts climatologiques pour chaque campagne.....	109
Tableau 19 : statistique des fits chl vs pCO ₂ , chl vs pCO ₂ (7.5°C) et SST vs pCO ₂ dans le cas où SST _{var} \geq 6.5°C, stdfit(6.5°C), stdfit et std sont en μatm ,	110
Tableau 20 : principales caractéristiques du scénario II.	111
Tableau 21 : statistique des fit chl - pCO ₂ dans la région A (cas toutes les campagnes ensemble et regroupement choisi des données), stdfit et std sont en μatm	112
Tableau 22 : statistiques des fits SST - pCO ₂ dans la région B (cas toutes les campagnes ensembles et regroupements choisis), stdfit et std sont en μatm	112
Tableau 23 : récapitulatif des relations utilisées pour créer les cartes de pCO ₂ dans le cas du scénario II. La valeur de std ou celle de stdfit est aussi indiquée en gras entre parenthèse sauf pour l'hiver (pas de données).	113

Tableau 24 : statistique des régressions multiparamétriques et multilinéaires de [Louanchi, 1995] déduites des mesures MINERVE en 1993. L'écart type de la différence entre $p\text{CO}_2$ et $p\text{CO}_2$ déduit de chaque fit (stdfit) est indiqué en μatm	122
Tableau 25 : relations entre $p\text{CO}_2$, la SST et la chlorophylle (Chl) issues de [Louanchi, 1995] pour le mois de janvier et de mars 1993. La valeur correspondante de stdfit est aussi indiquée.	122
Tableau 26 : $\langle \text{Chl.} \rangle$ dans la zone B ; $\langle \text{SST} \rangle$, SST min. et SST max. dans la zone A. Ces valeurs sont déduites des distributions mensuelles de SST Reynolds et de chlorophylle SeaWiFS (janvier et de mars 1998).....	122