

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	13
CHAPITRE I. Généralités	21
A. L'océan Austral	21
B. Quels processus modifient les flux de CO ₂ ?	31
C. Les données et les outils	33
C.1. Les données <i>in situ</i>	34
C.2. Les données satellitaires	38
C.3. Le calcul de flux de CO ₂	41
D. L'état des connaissances des données de CO ₂ récoltées dans le secteur sud-est indien.....	43
CHAPITRE II. Variations saisonnières en 1996/1997 : année "référence"	49
A. Distribution saisonnière de SST, SSS, chlorophylle-a, AT/CT, ΔfCO ₂ et des flux de CO ₂	49
A.1. SST et SSS	49
A.2. La chlorophylle-a	52
A.3. L'AT/CT	54
B. Confrontation avec la climatologie de Takahashi <i>et al.</i> et un modèle d'inversion atmosphérique	65
B.1. Comparaison avec les pCO ₂ de la climatologie de Takahashi <i>et al.</i> , 2002	65
B.2. Comparaison avec les flux de CO ₂ issus du modèle d'inversion atmosphérique du projet FLAMENCO2.....	69
CHAPITRE III. Variations saisonnières en 2002/2003 : année "atypique"	77
A. Distribution des paramètres hydrologiques	77
B. Distribution des paramètres biogéochimiques, de ΔfCO ₂ et des flux de CO ₂ dans la SAR	81
C. Distribution des paramètres biogéochimiques, de ΔfCO ₂ et des flux de CO ₂ au sud de 61,5°S	86
D. Distribution des paramètres biogéochimiques, de ΔfCO ₂ et des flux de CO ₂ dans la POOZ	92
CHAPITRE IV. Processus à l'origine du puits intense de CO ₂ dans la POOZ en février 2003.....	101

A. L'anomalie de SST.....	104
B. La lumière	107
B.1. Le régime mélange/lumière (rayonnements actifs photosynthétiquement, PAR).....	110
B.2. Les rayonnements ultraviolets (UVR).....	114
C. Les micronutriments et en particulier le fer	121
CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	131
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	139
ANNEXE.....	151

GLOSSAIRE

AABW	Eaux de fond antarctiques (AntArctic Bottom Waters)
AASW	Eaux superficielles antarctiques (AntArctic Surface Waters)
ACC	Courant circumpolaire antarctique (Antarctic Circumpolar Current)
ACW	Onde circumpolaire antarctique (Antarctic Circumpolar Wave)
AC	Alcalinité des Carbonates
AD	Divergence antarctique (Antarctic Divergence)
AOT	Epaisseur optique d'aérosols (Aerosol Optical Thickness)
AT	Alcalinité Totale
ATn	Alcalinité Totale normalisée
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BATS	Bermuda Atlantic Time-Series Study
CAZ	Zone continentale antarctique (Continental Antarctic Zone)
CDW	Eaux profondes circumpolaires (Circumpolar Deep Water)
CERSAT	Centre ERS d'Archivage et de Traitement
COD	Carbone Organique Dissous
COP	Carbone Organique Particulaire
CRM	Références d'eau de mer certifiées (Certified Reference Materials)
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
CT	Carbone Total
CTn	Carbone Total normalisé
CV	Coefficient de Variation
DDU	Dumont D'Urville
DU	Dobson Units
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERS2	European Radar Sensor 2
ESA	European Space Agency
fCO ₂	Fugacité du dioxyde de carbone
FLAMENCO2	FLux Air-Mer EN CO ₂
HNLC	Nutriments abondants chlorophylle faible (High-Nutrient, Low-Chlorophyll)
HOT	Hawaii Ocean Time-series
HPLC	Chromatographie liquide haute performance (High Performance Liquid Chromatography)
IFREMER	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
IPEV	Institut Paul Emile Victor
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
IR	Radiations Infrarouge (Infrared Radiations)
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study
LBCM	Laboratoire de Biogéochimie et Chimie Marines
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LMDZt	Modèle de circulation générale du LMD version 'traceur'
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

MINERVE	Mesure à l'INterface Eau-AiR de la Variabilité des Echanges de CO ₂
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OISO	Océan Indien Service d'Observations
ONI	Oceanic Niño Index
ORE/CARAUS	Observatoire de Recherche en Environnement/ CARbone AUstral
PAR	Radiation active photosynthétiquement (Photosynthetically Active Radiation)
<i>p</i> CO ₂	Pression partielle du dioxyde de carbone
PF	Front polaire (Polar Front)
PFZ	Zone polaire frontale (Polar Frontal Zone)
POOZ	Zone libre de glace en permanence (Permanent Open Ocean Zone)
PROOF	PROcessus biogéochimiques dans l'Océan et Flux
QuikSCAT	Quick SCATterometer
SA	Service d'Aéronomie
SACCF	Front sud du courant circumpolaire antarctique (Southern Antarctic Circumpolar Current Front)
SAF	Front subantarctique (SubAntarctic Front)
SAR	Région subantarctique (SubAntarctic Region)
SASW	Eaux superficielles subantarctiques (SubAntarctic Surface Waters)
SAZ	Zone subantarctique (SubAntarctic Zone)
SB	Frontière sud du courant circumpolaire antarctique (Southern Boundary)
SBE	SeaBird Electronics
SeaDAS	SeaWiFS Data Analysis System
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SIZ	Zone saisonnièrement couverte de glace (Seasonal Ice Zone)
SOI	Southern Oscillation Index
SOLAS	Surface Ocean Lower Atmosphere Study
SSS	Salinité de surface de l'eau de mer (Sea Surface Salinity)
SST	Température de surface de l'eau de mer (Sea Surface Temperature)
STF	Front subtropical (SubTropical Front)
STZ	Zone subtropicale (SubTropical Zone)
SURVOSTRAL	SURVeillance de l'Océan AuSTRAL
TAAF	Terres Antarctiques et Australes Françaises
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UCDW	"Branche haute" des eaux profondes circumpolaires (Upper Circumpolar Deep Water)
UVR	Radiations ultraviolets (UltraViolet Radiations)
WIC	Limite maximale d'extension des glaces (Winter Ice Cover)
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
XBT	EXpendable BathyThermograph

INTRODUCTION

Le dioxyde de carbone (CO_2), ou gaz carbonique, est une molécule très stable dans l'atmosphère. Grâce à la photosynthèse, les végétaux terrestres et océaniques brisent cette molécule pour utiliser l'atome de carbone en l'incorporant à leur matière vivante. Le carbone ainsi assimilé est transformé en carbone organique. En présence d'oxygène, il redonne du CO_2 et de la chaleur. Ainsi depuis plusieurs décennies, les produits de la photosynthèse "fraîche": le bois et "ancienne": la houille, le pétrole et le gaz (appelés énergies fossiles), sont brûlés afin de récupérer l'énergie nécessaire au développement de l'activité humaine.

Or le CO_2 est un des principaux gaz à effet de serre, un des composés chimiques de l'atmosphère qui absorbe les infrarouges terrestres et qui en réemet une partie vers la surface de la Terre. Les gaz à effet de serre assurent à la surface du globe une température moyenne de 15°C au lieu de -18°C en leur absence, c'est l'effet de serre "naturel". Avant l'ère industrielle, la concentration de CO_2 atmosphérique était relativement stable et proche de 280 ppm mais, dès 1800 et surtout vers 1950, elle a fortement augmenté (0,5% par an), hausse essentiellement provoquée par les activités humaines. En effet, ces 20 dernières années, les $\frac{3}{4}$ environ du CO_2 atmosphérique anthropique sont à mettre sur le compte de la combustion de carburants fossiles et le $\frac{1}{4}$ restant sur le compte de la déforestation et de l'évolution des pratiques agricoles. En 2004, la concentration moyenne de CO_2 dans l'atmosphère a atteint la valeur record de 380 ppm. Ce surplus de CO_2 d'origine humaine dans l'atmosphère entraîne un effet de serre anthropique ou "additionnel" (parce qu'il se rajoute à celui d'origine naturelle). En effet, de 1750 à 2000, le CO_2 émis par l'homme dans l'atmosphère aurait été responsable d'un forçage radiatif - une modification du bilan radiatif terrestre - de 0,4% de l'énergie solaire reçue (IPCC, 2001). Cela peut paraître peu, pourtant, compte tenu des énergies considérables qui sont en jeu, de la fragilité de certains équilibres naturels, et du fait que ces effets agissent sur de longues périodes, cette quantité est très significative pour notre avenir. La première conséquence, déjà observable, est le réchauffement de la surface de la planète, dont les $\frac{2}{3}$ sont imputables au CO_2 . Ainsi des négociations internationales sur les émissions de gaz à effet de serre ont pris place, depuis la Convention de Rio sur le climat, signée en 1992 par à peu près tous les pays du

monde lors du Sommet de la Terre. L'une des conclusions essentielle de cette convention sur le climat était qu'il fallait "*stabiliser les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique*". La convention s'est déchargée sur les "protocoles" des points concernant les mesures concrètes permettant d'atteindre le but fixé. Le protocole de Kyoto, adopté en 1997, et ratifié de 1997 à 2004, est l'un d'eux.

Le CO₂ est présent dans l'atmosphère (750Gt) et l'augmentation actuelle de ce réservoir est de l'ordre de 3Gt de carbone par an. Lorsque le surplus de CO₂ atmosphérique accumulé depuis 1850 est mesuré et comparé au stock de carbone brûlé depuis cette date, la moitié seulement de ce stock est retrouvé. Donc une partie de ce CO₂ anthropique est absorbé par les systèmes naturels que sont la biosphère continentale et l'océan. Il reste à savoir comment ces deux réservoirs réagissent face à cette perturbation des flux naturels. L'océan, en contenant 40.000Gt de carbone, soit 50 fois plus que le réservoir atmosphérique et 20 fois plus que la biosphère continentale, est au cœur de ce problème.

Pour estimer les flux de CO₂ océaniques globaux actuels, plusieurs méthodes existent. Elles sont rendues possibles notamment grâce aux mesures de CO₂ collectées lors des nombreuses campagnes océanographiques réalisées depuis les années 60, et surtout pendant les années 90, à l'aire des programmes WOCE (World Ocean Circulation Experiment) et JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study). L'accumulation importante de données a permis notamment à Takahashi *et al.* en 2002 d'établir une climatologie, basée sur une méthode directe de calcul (Figure 1).

De plus, ces dernières années, des méthodes indirectes, telles que les modèles inverses atmosphériques et océaniques et les modèles de circulation océanique globaux, ont été développés et améliorés pour quantifier la variabilité temporelle des flux air-mer de CO₂ à l'échelle globale. L'ensemble de ces méthodes permet d'estimer que le puits océanique global de CO₂ est compris entre 1,5 et 2,8 GtC/an, convergeant vers une valeur moyenne de 1,9Gt±0,7GtC/an, pour la période 1980-2000, soit entre ¼ et ½ des émissions de carbone fossile annuelles (IPCC, 2001).

Net Annual Flux of CO₂ between the Sea Surface and the Atmosphere

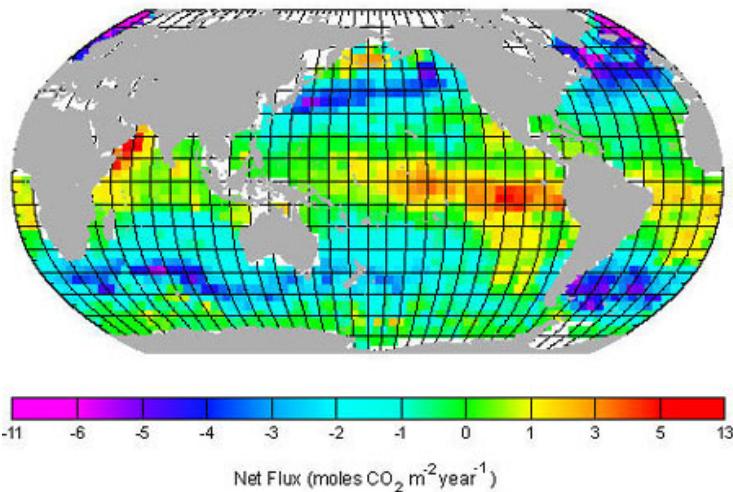


Figure 1 Carte des flux annuels de CO₂ à l'interface air-mer revisités
<http://www.Ideo.columbia.edu/res/pi/CO2/> (flux révisés)

Toutes les méthodes permettent de s'accorder également sur le fait que l'océan absorbe du CO₂ dans les moyennes et hautes latitudes, alors qu'il dégaze du CO₂ généralement au niveau des tropiques, par le biais de nombreux processus physico-chimiques et biologiques. Si des cohérences existent entre ces différentes méthodes, l'océan Austral est souvent la zone où les plus grandes divergences apparaissent : Les résultats issus de modèles de circulation océanique globaux donnent parfois des flux différents ; par exemple Orr *et al.* ont comparé 4 sorties de modèles océaniques dans l'océan Austral : au sud de 30°S, les flux varient entre -0,64 et -1,11GtC/an (Orr *et al.*, 2001). Si la fourchette des flux estimés par les modèles de circulation océanique globaux est large, les estimations des modèles inverses sont, quant à elles, assez voisines : dans l'océan Austral, entre -0,35 et -0,55GtC/an pour les modèles inverses atmosphériques (Gurney *et al.*, 2002; Gurney *et al.*, 2004) et entre -0,3 et -0,6GtC/an pour les modèles inverses océaniques (Gloor *et al.*, 2003; Roy *et al.*, 2003). En revanche, toutes méthodes confondues, les estimations des flux dans l'océan Austral et dans les régions subpolaires de l'hémisphère sud, issus des modèles inverses, sont faibles par rapport aux flux issus des modèles de circulation océanique globaux proposés précédemment et aux flux climatologiques, qui évaluent des flux entre -1,02 et -0,74GtC/an pour l'océan Austral au sud de 50°S (Takahashi *et al.*, 2002). Une telle différence peut s'expliquer par une couverture de données de pCO₂ utilisées pour établir la climatologie, encore trop faible (Gloor *et al.*, 2003). De plus les données disponibles dans l'océan Austral sont très souvent recueillies en été

et plus rarement en hiver. Or une étude récente de Metzl *et al.* (2001) a montré que l'océan Austral (secteur indien-ouest) pouvait être une source en hiver. Si on tenait compte de cette remarque et qu'on la généralisait à tout l'océan Austral les flux climatologiques seraient plus faibles et la différence entre flux climatologiques et flux estimés par les modèles inverses serait également plus faible (Gurney *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2003; Gurney *et al.*, 2004).

Ces résultats récents sont encourageants, cependant si les variations saisonnières du système du CO₂ sont de mieux en mieux établies, la variabilité interannuelle, voire décennale, n'est pas bien connue. Les processus à l'origine de ces variations restent à comprendre, ce qui implique une amélioration de notre compréhension des interactions entre la biologie marine, la biogéochimie et la physique. Or l'apprehension des variations interannuelles et décennales est primordiale pour détecter et comprendre les changements ou les tendances de flux de CO₂. Cette compréhension permettra également aux modèles de reproduire les variations interannuelles et décennales de flux de CO₂ océanique nécessaires pour accorder une plus grande confiance aux prévisions futures. Ceci est d'autant plus important que, face aux changements climatiques, la réponse de l'océan Austral serait particulièrement sensible. Afin de pallier ces interrogations la stratégie internationale de mesures régulières mise en place doit être maintenue et améliorée et le suivi à long terme de la biogéochimie dans l'océan Austral est indispensable.

Le programme MINERVE (Mesure à l'INterface Eau-Air de la Variabilité des Echanges de CO₂) propose ainsi un cadre de travail approprié : Le but de ce programme étant d'observer, de comprendre et d'estimer les variabilités saisonnières et interannuelles de la *pCO₂* dans les eaux de surface des zones australes et du flux net de CO₂ à l'interface océan-atmosphère, à l'aide de mesures hydrologiques et biogéochimiques *in situ*. MINERVE s'appuie sur des campagnes de valorisation de transit réalisées à bord de l'*Astrolabe* (navire affrété par l'IPEV), en collaboration avec le CSIRO, sur le parcours logistique Tasmanie-Terre-Adélie (3 allers-retours par an). A l'échelle nationale, ce programme est complémentaire du programme OISO conduit à bord du *Marion-Dufresne* (IPEV/TAAF) depuis 1998 dans l'océan Indien sud-ouest (<http://www.ipsl.jussieu.fr/services/Observations/fr/OISO.htm>). De plus, depuis 2003, les programmes OISO et MINERVE constituent l'ORE/CARAUS mis en place par le ministère de la recherche. Ces programmes s'inscrivent également dans

le cadre du projet FLAMENCO2 du programme français PROOF (<http://www.obs-vlfr.fr/proof/vt/op/ec/flamenco/fla.htm>) avec les orientations scientifiques du programme international SOLAS.

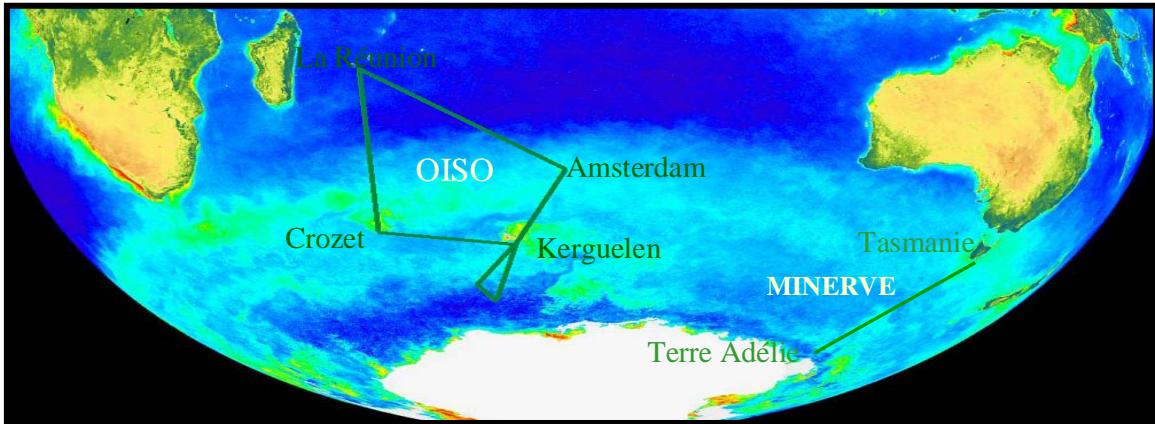


Figure2 Trajets des campagnes MINERVE et OISO sur fond de carte SeaWiFS

Le programme MINERVE, par la répétition du trajet Hobart-Dumont D'Urville, est la première série temporelle printemps-été de mesure des paramètres hydrologiques et biogéochimiques liés au CO₂ réalisée dans ce secteur de l'océan Austral.

Les objectifs de la présente étude, qui s'inscrivent dans ce contexte, sont les suivants :

- Décrire de façon détaillée les variations saisonnières printemps-été et la variabilité interannuelle de cette saisonnalité des flux air-mer de CO₂. Nous nous appuierons sur de nombreux paramètres hydrologiques et biogéochimiques liés au cycle du carbone, récoltés sur la radiale Hobart-Dumont D'Urville.
- Déterminer quels furent les processus dynamiques, thermodynamiques et/ou biologiques contrôlant les variations saisonnières observées.
- Confronter les observations de *p*CO₂ *in situ* et climatologiques de Takahashi *et al.* (2002) dans le secteur sud est-indien de l'océan Austral afin de valider/invalider la climatologie de Takahashi *et al.* dans ce secteur.
- Confronter les flux air-mer de CO₂ calculés et les flux déduits d'un modèle inverse atmosphérique dans le secteur d'étude.
- Proposer et discuter les processus externes et internes responsables de l'importante variabilité estivale du flux air-mer de CO₂ notée entre 1997 et

2003 dans la zone ouverte de l'océan Austral, en analysant et explorant différents champs de paramètres.

Pour ce faire, dans le premier chapitre, une vue générale de l'océan Austral et de l'hydrologie du secteur sud australien sera présentée. Les différents processus à l'origine des variations de CO₂ océanique seront examinés, suivis de la présentation de l'ensemble des données utilisées dans la présente étude. Un tableau de l'état des connaissances sur les variations de CO₂ dans ce secteur sera également proposé.

Le deuxième chapitre présentera les variations de CO₂ et les flux observés lors des campagnes réalisées, l'une au printemps 1996 et l'autre en été 1997, ainsi que les processus les contrôlant. Une confrontation entre les fCO₂ observées et les fCO₂ climatologiques de Takahashi *et al.*, 2002 et une comparaison entre les flux que nous avons calculés et les flux issus d'un modèle inverse atmosphérique du projet FLAMENCO2 (Bousquet *et al.*, 2000) seront discutées.

Dans le troisième chapitre, les variations des quatre campagnes MINERVE/OISO de 2002/03 seront étudiées, avec une attention particulière portée à la POOZ.

Le dernier chapitre, quant à lui, mettra en regard les variations de CO₂ observées dans la POOZ en 1996/97 et 2002/03. L'inattendu et intense puits de CO₂ observé en février 2003 étant contrôlé par l'augmentation de l'activité biologique, une étude de l'influence des forçages internes (température de surface) et externes (lumière et fer) sur la poussée phytoplanctonique sera présentée.

Pour finir les conclusions et perspectives de cette étude seront proposées.

CHAPITRE I. GENERALITES

La première partie de ce chapitre est une présentation des différentes caractéristiques de l'océan Austral. Cette étude étant focalisée sur le secteur austral indien situé au sud de la Tasmanie, cette zone y sera présentée plus en détail. De plus, pour mieux comprendre la distribution des flux de CO₂ dans cette région particulière de l'océan mondial, les processus à l'origine de ces variations seront présentés. Et pour permettre la détermination des processus intervenant dans les variations observées dans notre étude, des données associées au cycle du carbone et parfois plus "éloignées" sont nécessaires. Les données utilisées dans ce travail seront ainsi inventoriées. Pour finir, dans une dernière partie, un état actuel des connaissances sur la pression partielle de CO₂ ($p\text{CO}_2$) dans notre secteur d'étude sera exposé.

A. *L'océan Austral*

Sur les planisphères usuels l'importance géographique et climatologique de l'océan Austral n'est pas triviale mais elle peut être rapidement saisie d'un coup d'œil jeté sur un globe terrestre à la verticale du pôle sud. L'océan Austral fait le tour du continent Antarctique établissant ainsi une connexion entre les océans Atlantique, Pacifique et Indien (Figure A.1). De ce fait l'ensemble de ses caractéristiques présente une symétrie de révolution remarquable sur une vaste étendue, sa superficie représentant environ 21% de celle de l'océan mondial pour une extension moyenne en latitude de seulement 30°.

L'océan Austral est limité au sud par le continent Antarctique. Cette limite s'avère particulièrement fluctuante en raison des variations de l'étendue de la couverture des glaces. En effet, pendant l'hiver austral, la formation de banquise s'étend jusqu'aux environs de 60°S, représentant 20 millions de km². La superficie de la région couverte de glace est ainsi approximativement doublée. La lente formation de glace de mer joue un rôle majeur dans la circulation océanique car elle est à l'origine de la

production d'eau de fond antarctique (AABW) qui entraîne probablement du CO₂ anthropique au cœur de l'océan pour des siècles.

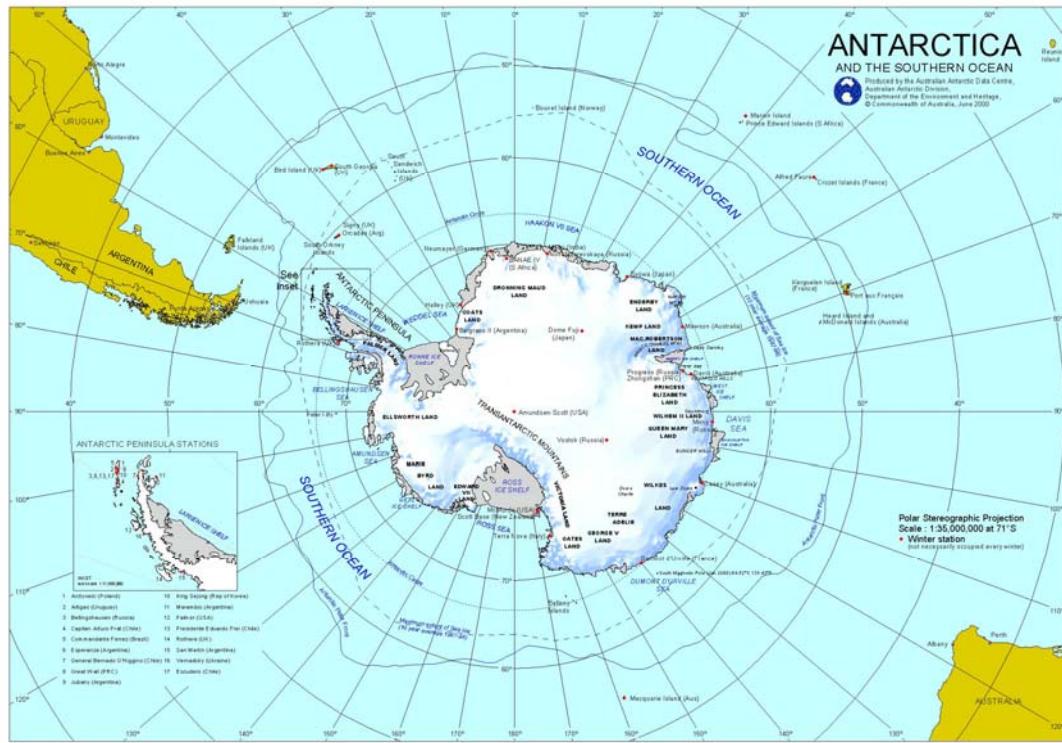


Figure A.1 L'Antarctique et l'océan Austral.

Un autre paramètre nécessaire pour comprendre la circulation de l'océan Austral est le vent. Des vents déviés vers la gauche par la rotation de la Terre soufflent de la partie sud de l'anticyclone subtropical situé entre 35° et 40°S en direction d'un fossé de basses pressions situé entre 60° et 70°S (Figure A.2). L'océan Austral entre 35 et 60°S est, par conséquent, soumis à un régime régulier de vents forts (13-17 nœuds) à composante ouest-est dominante : les vents d'ouest (westerlies) dont la violence augmente avec la latitude. Du nord au sud, les marins croisent les "quarantièmes rugissants" entre 40° et 50°S, les "cinquantièmes hurlants" entre 50° et 60°S et les "soixantièmes sifflants" entre 60° et 70°S. Une telle circulation zonale des vents (complète, intense et constante) n'est observée nulle part ailleurs dans l'océan mondial car la distribution des terres et des mers ainsi que celle des hautes et basses pressions ne le permet pas.



Figure A.2 Régime des vents dominants de l'océan Austral (Tchernia, 1969).

Du fait de la forme du bassin, du caractère des vents et de l'absence d'obstacles continentaux, la circulation superficielle de l'océan Austral est en apparence la plus simple de l'océan mondial. Schématiquement, elle se compose de deux courants principaux : une grande dérive d'Ouest en Est étendue de 37° à 63°S et un courant côtier péri-antarctique de sens inverse plus au sud (Figure A.3). La dérive d'ouest en est comprend le plus important courant de la planète en terme de débit : le courant circumpolaire antarctique (ACC). Il transporte entre 135 et 145 millions de m³/s d'eau sur un parcours de 20.000 kilomètres autour de l'Antarctique (147 ± 10 Sv de la surface au fond, dont 105 ± 7 Sv transportés par le front subantarctique, ($1\text{Sv}=10^6\text{ m}^3/\text{s}$)). Sa vitesse de transport n'est pas extraordinaire (0,5 m/s en surface) mais les grandes profondeur (4km) et largeur (100-200km) de ce courant, elles, le sont (Rintoul et Sokolov, 2001; Rintoul *et al.*, 2002).

Dans un premier temps l'océan Austral fut considéré comme l'un des écosystèmes les plus riches de la planète car les études biogéochimiques révélaient des teneurs élevées en sels nutritifs et les études biologiques recensaient de fortes concentrations de krill et de prédateurs secondaires du réseau trophique (baleines,

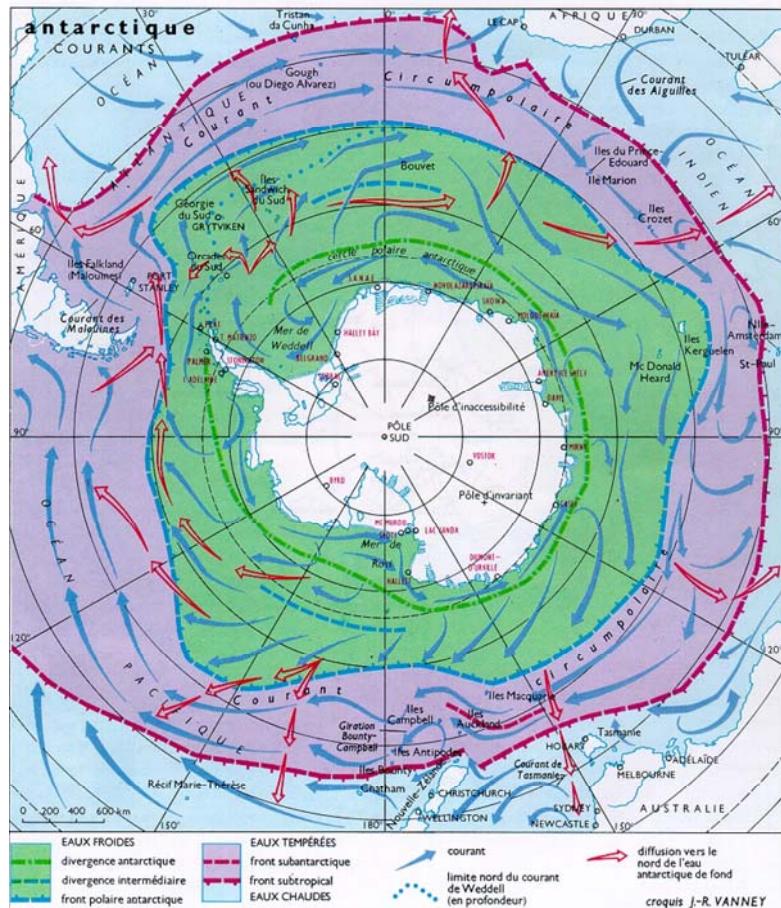


Figure A.3 Courants superficiels de l'océan Austral.

céphalopodes, manchots). Ces résultats militaient en faveur d'une haute production primaire. De plus, les mesures effectuées près du continent sont souvent venues conforter cette idée. Il fallut attendre les années 70 pour que la notion de faible production soit évoquée et confirmée par les numérations cellulaires et les mesures de pigment et de production (Jacques et Minas, 1981). Ces premières mesures réelles de la production primaire apparaissent faibles compte tenu de la disponibilité en éléments nutritifs (Tréguer et Jacques, 1992). En effet la teneur en sels nutritifs est globalement forte, or la teneur en chlorophylle n'est pas optimale, le développement du phytoplancton n'est pas quantitativement maximal, ce qui vaut à l'océan Austral le qualificatif de zone HNLC (High-Nutrient, Low-Chlorophyll) (Figure A.4). La zone antarctique libre de glace en permanence (Permanent Open Ocean Zone, POOZ) incarne la zone HNLC "type" de l'océan Austral en présentant des concentrations moyennes de chlorophylle-a inférieures à 0,3-0,4 mg/m³. Cependant, grâce au nombre croissant d'études et à l'amélioration des techniques d'observation spatiale,

des zones à forte productivité par rapport au reste de l'océan Austral ($>1 \text{ mg/m}^3$) ont également été identifiées telles que les zones saisonnièrement couvertes de glace de mer (Seasonal Ice Zone, SIZ), côtières et frontales (Moore et Abbott, 2000). L'océan Austral reste, malgré tout, la région HNLC la plus étendue au monde. Différentes raisons ont été évoquées et discutées pour tenter d'expliquer ce paradoxe : le manque de certains micronutriments tels que le fer (De Baar *et al.*, 1995), la limitation de lumière, la pression de broutage, la basse température des eaux de surface et le manque de stabilité des eaux (Moore et Abbott, 2000), autant de questions à résoudre qui aideront à mieux comprendre le cycle du carbone océanique et la variation des flux de CO₂.

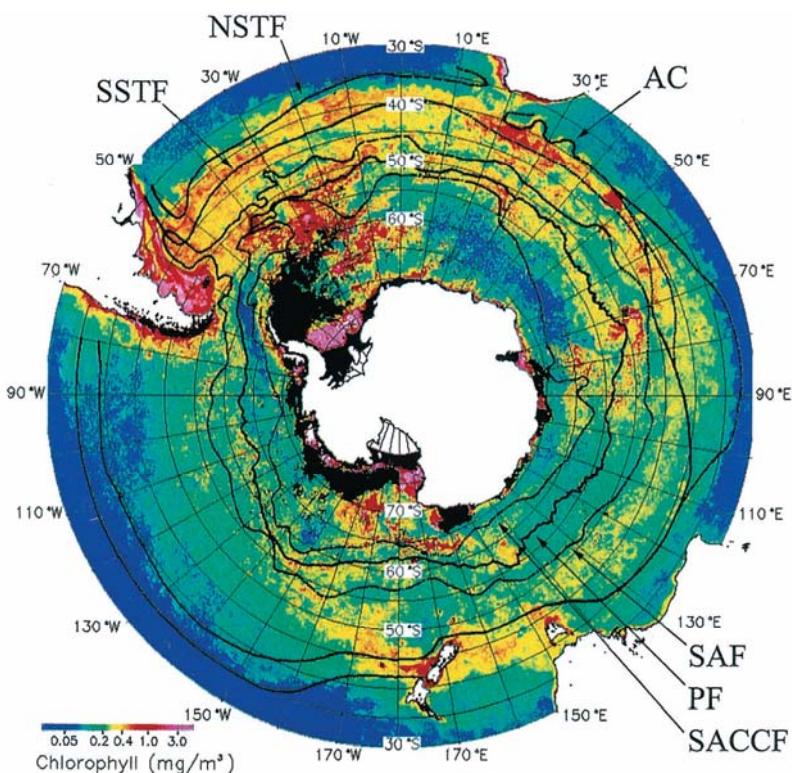


Figure A.4 Distribution de la concentration en chlorophylle-a SeaWiFS moyenne en été austral (décembre 1997-février 1998) et positions moyennes des principaux fronts de l'océan Austral : le front polaire (PF), le front subantarctique (SAF), le front subtropical nord et sud (NSTF et SSTF) et le front sud de l'ACC (SACCF) (Moore et Abbott, 2000).

L'hydrologie du secteur australien de l'océan Austral

Avant 1930, les seules personnes à s'aventurer sur l'océan Antarctique étaient les chasseurs de grands cétacés et de phoques et quelques explorateurs tels que Drake en 1578, Kerguelen-Trémarec et Cook en 1772, Dumont D'Urville en 1840. Puis, afin de réglementer et de contrôler la chasse, des océanographes anglais ont recueilli des observations physiques et biologiques (campagne circumpolaire en océan

Austral par Deacon à bord du *Discovery* dans les années 30). Ces données constitueront les premières connaissances de l'hydrologie de l'océan Austral, notamment au sud de l'Australie. Par la suite, les techniques modernes utilisées lors du programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment) ont permis une observation plus adéquate de la circulation, tant au niveau des résolutions spatiales que temporelles.

Dans la région d'étude (secteur indien-est), l'océan Austral est limité au sud par le continent Antarctique et au nord par le front subtropical (STF). Sur une route méridienne, l'hydrologie superficielle se caractérise par une série de discontinuités: les fronts. Par définition un front hydrologique correspond à la frontière entre deux masses d'eaux de natures et d'origines différentes. Trois fronts présentant des gradients en température et salinité importants sont rencontrés au niveau de l'ACC (Figure A.5) :

- le front subtropical se situant habituellement vers 47°-48°S
- le front subantarctique (SAF) vers 51°S
- le front polaire (PF) autour de 53°S

La plupart de ces fronts sont circumpolaires (Belkin et Gordon, 1996), s'étendent presque à la verticale jusqu'au fond de l'océan (Rintoul et Bullister, 1999) et, en conséquence, sont très fortement influencés par la topographie. De façon générale ils sont distincts mais peuvent également se confondre ou se subdiviser en plusieurs branches (Rintoul et Bullister, 1999; Rintoul et Sokolov, 2001; Sokolov et Rintoul, 2002).

En règle générale les dynamiciens définissent les principaux fronts par des critères précis de température en subsurface. Ils proposèrent différents critères dont l'ensemble des définitions fut répertorié par Belkin et Gordon en 1996. Or, récemment, Chaigneau et Morrow (2002) proposèrent un nouveau critère permettant une identification aisée de l'expression de surface des fronts, basée principalement sur l'observation de la salinité de surface (SSS) (Figure A.6).

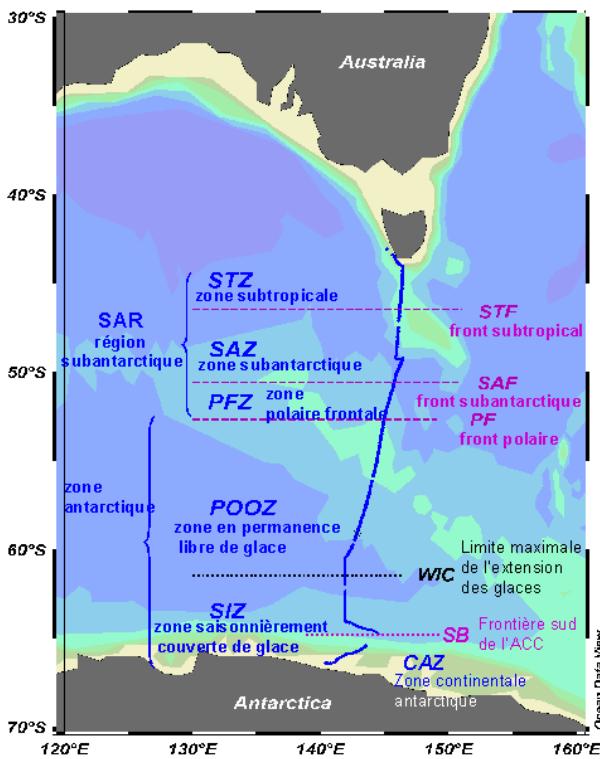


Figure A.5 Schéma représentant les zones délimitées par les différents fronts du secteur indien-est de l'océan Austral. Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>, 2003.

Les définitions proposées sont les suivantes :

Pour le STF : la signature en surface est identifiée comme étant le gradient maximum de SSS situé entre 44,5° et 47°S et qui présente une signature en surface de température (SST) correspondante.

Pour le SAF : même identification que pour le STF mais localisé entre 49° et 52°S

Pour le PE : la signature en surface de ce front est prise comme étant la limite nord d'une région, dont la SSS est à peu près constante autour de 33,85 et qui coïncide souvent avec un minimum local de SSS et un gradient de SST.

Par la suite, nous utiliserons ces critères pour repérer les fronts et zones de l'océan Austral, au sud de la Tasmanie.

De façon générale, la position des fronts, déterminée à l'aide des signatures en surface, se situe légèrement plus au nord que la position déterminée à l'aide des signatures de subsurface entre 0,5 et 1° de latitude (Chaigneau et Morrow, 2002).

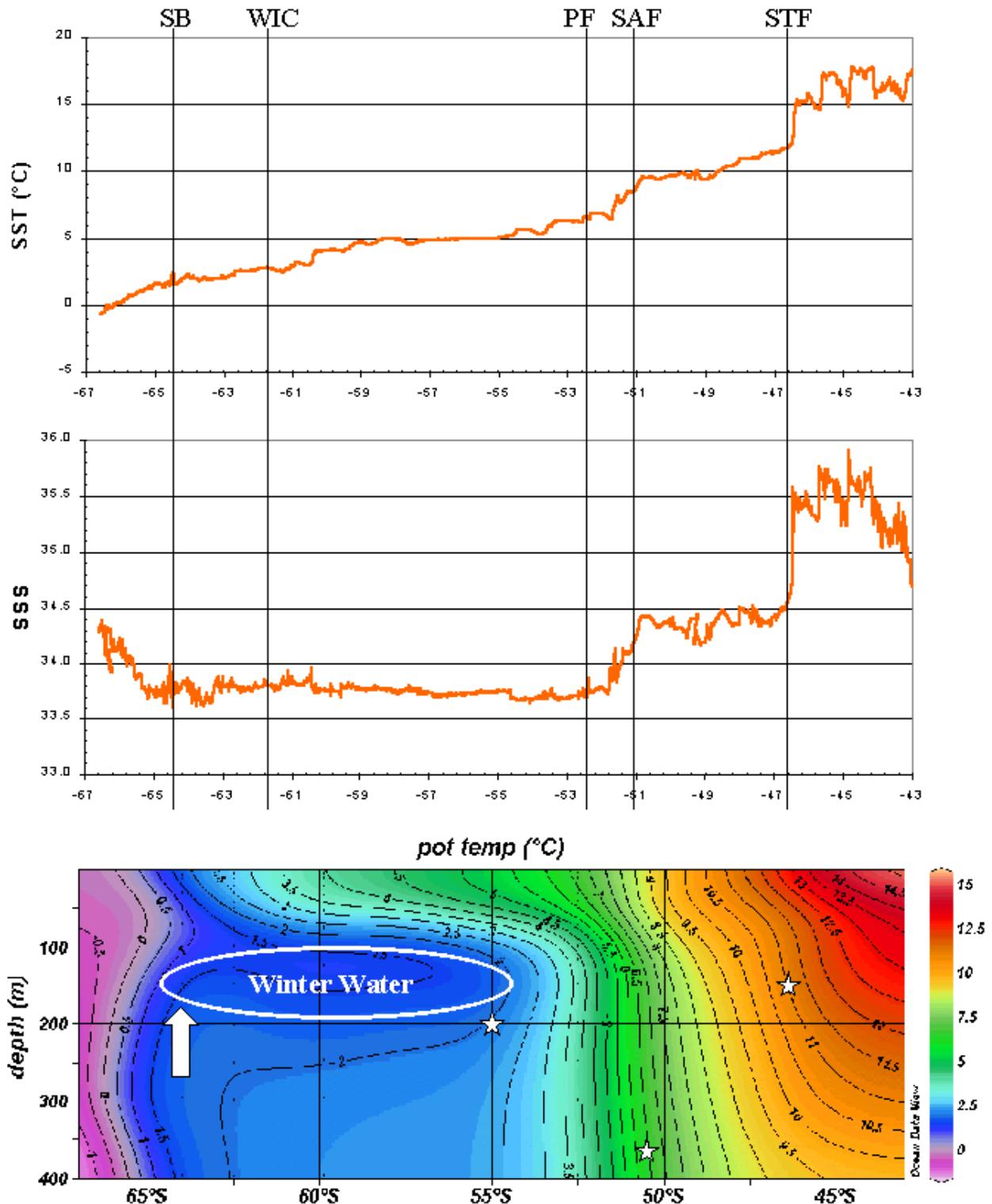


Figure A.6 Evolution de la SST et de la SSS lors de la campagne OISO10 effectuée au sud de l'Australie en février 2003 à bord du *Marion-Dufresne*. Positionnement des différents fronts selon les critères de Chaigneau et Morrow, 2002. Les étoiles sur la section de température potentielle indiquent la signature des fronts en subsurface.

Cette légère discordance n'est en rien problématique quant à la délimitation de nos zones d'étude et un découpage plus fin du secteur en latitude ne s'avère pas nécessaire pour l'étude des variations de $p\text{CO}_2$.

D'autres limites physiques sont observées dans la partie sud du secteur : une limite nord de l'extension maximale des glaces (WIC), située d'après les observations satellitales en moyenne vers 61°S et une structure physique, plus complexe et moins bien définie, près du continent. Proches du continent les limites présentes sont le front sud de l'ACC (SACCF), la divergence antarctique (AD) et la limite sud de l'ACC (SB). En quelques mots le SACCF est le front le plus au sud de l'ACC (Figure A.4), il présente deux branches (Rintoul *et al.*, 2002). La SB n'est pas un front mais la limite sud de la circulation circumpolaire ACC, elle représente une frontière biologique (Tynan, 1998). Et l'AD correspond à la zone où les vents dominants d'ouest changent de direction (vents d'est), avec pour conséquence une remontée des eaux profondes circumpolaires (CDW) plus chaudes ($>2^\circ\text{C}$), plus salées ($>34,4$) et plus riches en nutritifs que les eaux de surface (Popp *et al.*, 1999; Bindoff *et al.*, 2000). Cependant les eaux de surface plus froides et moins salées, qui proviennent de la fonte de la glace de mer, masquent les caractéristiques de la CDW en surface (Ishii *et al.*, 2002). Ces limites, le SACCF et la SB définis par Orsi *et al.* (1995) et l'AD par Popp *et al.* (1999), ne sont pas aisément identifiables. Leurs positions précises nécessitent de travailler avec des données de subsurface et varient selon les auteurs. Elles sont distinctes mais très proches selon les secteurs, au sud de l'Australie elles se concentrent sur 1° de latitude environ (Bindoff *et al.*, 2000; Sokolov et Rintoul, 2002). En conséquence dans la suite de notre étude, les 3 limites seront considérées comme confondues, appelées SB et situées aux environs de 64°S . Le positionnement de cette dernière frontière permettra ainsi de régionaliser l'étude des variations de CO_2 dans la région antarctique influencée par la glace de mer.

Les fronts et les limites physiques induisent des structures verticales différentes de part et d'autre de leurs positions et par conséquent introduisent la notion de zone (Figure A.5). Du nord au sud 6 zones sont délimitées. Les 3 premières zones qui constituent dans notre étude la région sub-antarctique (SAR) sont :

- la zone subtropicale (STZ) au nord du STF
- la zone sub-antarctique (SAZ) entre le STF et le SAF
- la zone frontale polaire (PFZ) entre le SAF et le PF

Ces zones sont celles qui ont été définies par Tréguer et Jacques (1992). Puis 3 autres zones sont déterminées :

- la zone en permanence libre de glace (POOZ) située entre le PF et la WIC
- la zone saisonnièrement prise dans la glace de mer (SIZ) entre la WIC et la SB
- la zone continentale antarctique (CAZ) entre la SB et le continent Antarctique.

En résumé, les données de surface disponibles pour notre étude ont permis de séparer l'océan situé au sud de la Tasmanie en un nombre nécessaire et minimum de zones délimitées par des fronts et singularités majeures. Le découpage consigné dans le Tableau A.1 sera utilisé dans toute l'étude, toutefois les positions correspondant à chacun des fronts seront précisées dans les chapitres suivants. Dans le tableau, seules figurent les positions moyennes.

Trait caractéristique	Position moyenne	Zone
Front subtropical STF	47-48°S	Subtropicale STZ
Front sub-antarctique SAF	51°S	Sub-antarctique SAZ
Front Polaire PF	53°S	Frontale polaire PFZ
Limite maximale d'extension des glaces WIC	61-62°S	Libre de glace en permanence POOZ
Frontière sud de l'ACC SB	64°S	Couverte de glace saisonnièrement SIZ
		Continentale antarctique CAZ

Eaux superficielles subantarctiques (SASW)

Eaux superficielles Antarctiques (AASW)

Tableau A.1 Provinces définies en océan Austral au sud de la Tasmanie.

B. Quels processus modifient les flux de CO₂ ?

La distribution des flux de CO₂ est contrôlée par la solubilité du CO₂ et des processus physiques et biologiques (Figure B.1).

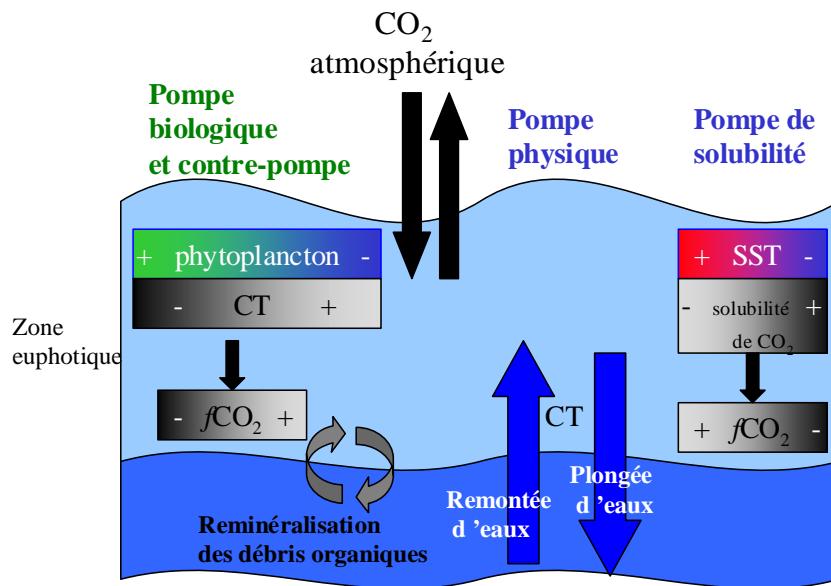


Figure B.1 Schéma des processus physique, chimique et biologique contrôlant les flux de CO₂.

- La pompe de solubilité

La dissolution du CO₂ dans l'eau de mer dépend de la température, elle est facilitée par la coexistence de plusieurs formes inorganiques dissoutes contenant du carbone. La solubilité du CO₂ augmente lorsque l'eau se refroidit et, par conséquent, la fCO₂ océanique diminue. La température de la couche de surface de l'océan a donc un rôle déterminant sur le flux de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. Néanmoins, l'océan de surface en contact avec l'atmosphère ne représente que 2% de la masse océanique totale ce qui n'offre qu'une très faible capacité de dilution. Le CO₂ pénètre dans l'océan profond grâce à la pompe physique.

- La pompe physique

Le stockage du carbone dans les eaux profondes est assuré par la circulation océanique : les plongées d'eau en profondeur et les mélanges entre masses d'eau. Lorsque les eaux tropicales superficielles chaudes sont entraînées vers les hautes latitudes, elles se refroidissent et s'enrichissent en CO₂. Une fois les latitudes polaires atteintes, ces eaux refroidies, plus denses, plongent vers les profondeurs et

entraînent avec elles du carbone. Il n'est pas rare de trouver dans les diverses définitions, la pompe de solubilité intégrée à la notion de pompe physique. Le CO₂ est également transporté ou plutôt utilisé par la pompe biologique.

- La pompe biologique et la contre-pompe

Le phytoplancton synthétise le carbone organique indispensable à son développement par la photosynthèse. Cette production primaire, maximale lors des floraisons printanières, a lieu dans la couche euphotique de l'océan car elle nécessite de la lumière et consomme des sels nutritifs et du CO₂ (CT carbone total ou carbone inorganique dissous) pour former de la matière organique. Quand le phytoplancton meurt ou excrète des détritus, les tissus morts se décomposent dans l'eau sous forme de carbone organique dissous (COD) ou s'accumulent sous forme d'agrégats le carbone organique particulaire (COP). Ces deux formes du carbone organique, COD et COP, sont reminéralisées sous forme de carbone inorganique dissous (CT) par deux processus : la dégradation par les rayonnements ultraviolets et la respiration. Dans la couche de surface de l'océan la photosynthèse domine le bilan net entre photosynthèse et respiration. En conséquence l'activité biologique fait baisser la fCO₂ dans la couche de surface.

En parallèle, certaines espèces de phytoplancton fabriquent des squelettes externes (ou tests) en carbonate de calcium CaCO₃. Ceci entraîne une diminution des carbonates dans la couche de surface et, par voie de conséquence, une diminution de la quantité totale de carbone inorganique dissous en surface. L'équilibre du système des carbonates est modifié et entraîne une augmentation de fCO₂ en surface. On appelle ce phénomène la contre-pompe des carbonates. En moyenne globale, c'est l'effet de pompe biologique qui l'emporte, diminuant la quantité de carbone dissous en surface.

La couche de surface n'est pas le seul lieu de l'océan où se trouve le carbone organique. En effet le carbone organique dissous et particulaire (COD et COP) n'est pas totalement reminéralisé dans la couche euphotique. La part de ce carbone organique non reminéralisé en surface coule vers les profondeurs de l'océan et est soit reminéralisée pendant sa chute, soit reste intacte jusqu'au fond. Ce flux de carbone descendant de la surface vers le fond est appelé la production exportée. Ce

carbone est ainsi isolé de l'atmosphère pour des décennies voire des siècles. Ces eaux profondes, riches en carbone, sont ensuite transportées vers la surface par les processus dynamiques.

C. Les données et les outils

Dans la présente étude, les observations *in situ* océaniques sur le cycle du carbone ainsi que les paramètres biogéochimiques associés et les observations satellitales (e.g. couleur de l'océan et autres paramètres SeaWiFS, vent, SST et anomalie de SST, ozone, nuages) sont étudiées. Les données utilisées ont été prélevées à bord de l'*Astrolabe* dans le cadre du programme MINERVE ainsi qu'à bord du *Marion-Dufresne* lors d'une des campagnes du programme OISO effectuée entre Fremantle en Australie et Dumont D'Urville. Les dates de l'ensemble de ces campagnes, ainsi que les différents paramètres *in situ* et satellitaires utilisés sont répertoriées dans les Tableau C.1 et Tableau C.2. Les différentes méthodes et techniques d'acquisition de l'ensemble des données sont abordées dans les paragraphes C.1 et C.2. Et la partie C.3 s'intéresse au calcul de flux de CO₂.

Campagne	Date	fCO ₂ en continu	CT	AT	Nutritifs	Chl-a
MINERVE 38	21/10/1996-23/11/1996	✗	discret	discret		✗
MINERVE 39	02/02/1997-17/02/1997	✗	discret	discret		✗
MINERVE R0	16/10/2002-03/11/2002	✗	discret		✗	✗
MINERVE R2	29/12/2002-27/01/2003	✗	discret		✗	✗
OISO 10	23/01/2003-17/02/2003	✗	en continu	en continu	✗	✗
MINERVE R4	19/02/2003-04/03/2003	✗	discret		✗	✗

Les données proviennent du LBCM

Les données proviennent du CSIRO

Tableau C.1 Dates des campagnes en mer et les différents paramètres *in situ* disponibles et utilisées dans cette étude. Sont également indiquées les origines et le type des mesures d'AT (Alcalinité Totale) et CT (discrète ou continu).

Nom de la campagne	Chl-a et autres paramètres (SeaWiFS)	SST et anomalie de SST (Reynolds)	Vent	Ozone (TOMS)	Nuages (ISCCP)
MINERVE 38		✓	ERS2	✓	✓
MINERVE 39		✓	ERS2	✓	✓
MINERVE R0	✓	✓	QuikSCAT	✓	
MINERVE R2	✓	✓	QuikSCAT	✓	
OISO 10	✓	✓	QuikSCAT	✓	
MINERVE R4	✓	✓	QuikSCAT	✓	

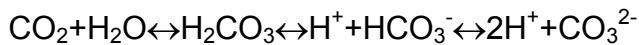
Tableau C.2 Origine et disponibilité des paramètres satellitaires utilisés.

C.1. Les données *in situ*

De façon générale, pour les analyses de l'eau de mer de surface (prélèvements discrets ou mesures en continu), l'eau est pompée à l'avant du bateau à une profondeur d'environ 5 mètres. Un thermosalinomètre (SBE 21 sur l'*Astrolabe* et SBE 5 sur le *Marion-Dufresne*) mesure en continu la SST et la conductivité de l'eau de mer avec une précision de 0,01°C et 0,001S/m. Les mesures sur l'*Astrolabe* sont effectuées dans le cadre du programme SURVOSTRAL (SURVeillance de l'Océan AuSTRAL).

Le carbone total CT et l'alcalinité totale AT

L'équilibre chimique entre les formes gazeuses et dissoutes du CO₂, est régi par la série d'équilibre suivante :



Le CO₂ réagit avec l'eau pour former de l'acide carbonique H₂CO₃ qui est lui-même en équilibre avec les ions carbonates CO₃²⁻ et les ions bicarbonates HCO₃⁻, 90% est sous cette dernière forme. Cet ensemble forme le système des carbonates.

Ainsi, une fois dissous dans l'océan de surface, l'addition du CO₂ transforme des carbonates en bicarbonates, ce qui apparaît en combinant les équilibres précédents sous la forme synthétique :



La somme des concentrations des espèces dissoutes dans l'eau de mer représente le carbone inorganique dissous ou carbone total (CT) :

$$\text{CT} = [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{CO}_2]$$

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

$$AC = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}]$$

En pratique CT est quantifiable directement mais pas l'alcalinité des carbonates ; par contre l'alcalinité totale de l'eau de mer AT l'est. L'eau de mer comprend d'autres espèces chimiques en plus des carbonates, dont les plus importantes sont les borates. Une relation exprimant AT en tenant compte de l'influence des borates est la suivante :

$$AT = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+]$$

Instrumentation : La chaîne de mesure française (LBCM), qu'elle soit en mode d'utilisation "analyse en continu" (à bord du bateau) ou "analyse d'échantillons discrets" (au laboratoire), est basée sur la méthode potentiométrique d'Edmond (1970). Un dosage de l'eau de mer, considérée comme étant une base faible, par un acide fort est réalisé. La chaîne de mesure australienne (CSIRO) est basée sur la méthode coulométrique de Johnson (1992). L'étalonnage se fait grâce à des références d'eau de mer certifiées (CRM) fournies par le Dr. A. Dickson (Scripps Institution, USA). La méthode non linéaire des Dr. C. Goyet et A. Dickson utilisée pour calculer les points équivalents (D.O.E., 1994) permet d'obtenir l'AT, le CT et le pH. Le système et la chaîne de montage du LBCM sont décrits en détail sur le site du laboratoire (<http://www.lbcm.jussieu.fr/>). La mesure de CT s'effectue généralement avec des incertitudes de 2 µmol/kg, celle d'AT avec des incertitudes de 4 µmol/kg.

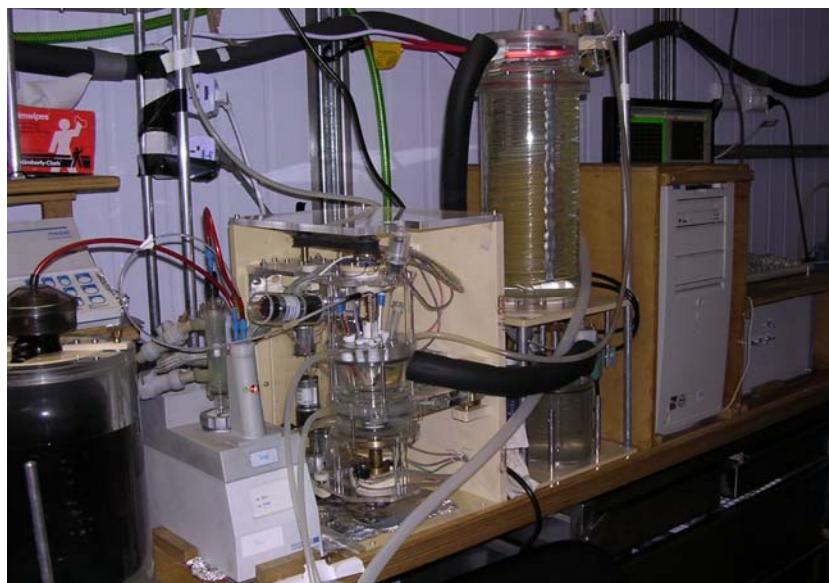


Figure C.1 Instrumentation permettant la mesure d'AT et CT installée à bord de l'Astrolabe.

Prélèvement : En 1996/97, des échantillons discrets d'eau de mer ont été prélevés toutes les 3 heures puis empoisonnés avec une solution saturée de chlorure mercurique afin de stopper l'activité biologique et ont été analysés au LBCM.

En 2002/03, lors des campagnes à bord de l'Astrolabe, la chaîne de mesure du LBCM embarquée pour la première fois sur ce bateau n'a pas permis de réaliser des mesures d'AT/CT assez précises pour être exploitées. Les données de CT utilisées

dans les chapitres suivants proviennent des mesures réalisées au laboratoire du CSIRO à Hobart sur des échantillons discrets prélevés à bord toutes les 6 heures. En 2003, lors de la campagne OISO10 à bord du Marion-Dufresne, les échantillons d'AT/CT ont été mesurés en continu par l'instrumentation du LBCM.

La chlorophylle

En 1996/97, ainsi qu'en 2003 lors de la campagne à bord du Marion-Dufresne, les échantillons de chlorophylle-a prélevés toutes les 4 heures, ont été analysés au LBCM par la méthode fluorimétrique de Yentsch et Menzel (1963) améliorée par Lorenzen (1966) et Neveux et Panouse (1987). Le protocole de traitement des échantillons est décrit en détail dans la thèse d'Aurélie Jabaud-Jan (2004). L'analyse des 3 dizaines de doublets effectués pour chacune des missions OISO1, 4 et 5 a indiqué une reproductibilité de 6%.

En 2002/03, lors des campagnes à bord de l'Astrolabe, les échantillons de chlorophylle-a prélevés toutes les 2 à 10 heures ont été analysés par le laboratoire de l'Antarctic Division de Tasmanie selon les techniques standards d'HPLC avec une précision de 3 à 5%.

Les nutritifs

En 2002/03, les échantillons d'eau de mer ont été prélevés toutes les 4 à 6 heures en moyenne et ont été analysés au laboratoire du CSIRO à Hobart, selon les méthodes standards du CSIRO et au moyen d'un Autoanalyser. Les concentrations de silicate, de phosphate et de nitrate sont disponibles. Pour exemple, la précision de mesure pour les échantillons de la campagne R0, est de 0,70CV% pour les nitrates+nitrites, de 0,97CV% pour les silicates et 0,61CV% pour les phosphates ; CV est le coefficient de variation, c'est à dire l'écart-type divisé par la moyenne multiplié par 100%.

La fugacité de CO₂ océanique et atmosphérique

La fugacité de CO₂ ($f\text{CO}_2$) est la pression partielle de CO₂ ($p\text{CO}_2$) tenant compte de la non-idéalité du gaz CO₂.

$f\text{CO}_2$ atmosphérique:

En 1996/97 et en février 2003 à bord du Marion-Dufresne, les mesures de $f\text{CO}_2$ dans l'atmosphère ont été réalisées en continu avec l'instrumentation du LBCM.

En 2002/03, pour les campagnes à bord de l'Astrolabe, les données proviennent de la station Cape Grim (Cape Grim baseline air pollution station, <http://www.bom.gov.au/inside/cgbaps/index.shtml>).

$f\text{CO}_2$ océanique:

En 1996/97 et en février 2003 à bord du Marion-Dufresne, les mesures de $f\text{CO}_2$ dans l'eau de mer ont été réalisées en continu avec l'instrumentation du LBCM.

En 2002/03, lors des campagnes à bord de l'Astrolabe, les mesures de $f\text{CO}_2$ océanique ont également été réalisées en continu mais par l'instrumentation du CSIRO.

Instrumentation : Les fugacités de CO₂ ($f\text{CO}_2$) dans l'air et dans l'eau sont mesurées en continu par un système d'analyse par spectrométrie infrarouge. La technique de mesure est basée sur celle de Takahashi (1961). Le système d'analyse est principalement constitué d'un équilibrateur et d'un analyseur infra-rouge (IR) (SIEMENS pour le LBCM et LICOR pour le CSIRO). Une série de vannes, thermostats, pompes et pièges à froid complète l'ensemble. L'équilibrateur varie selon le laboratoire d'origine de l'instrument de mesure. Au LBCM un équilibrateur à écoulement laminaire est utilisé et au CSIRO un équilibrateur de type douche. Cette technique a été largement décrite par Poisson et al. (1993); Metzl et al. (1995); Metzl et al. (1998); Metzl et al. (1999) et Jabaud-Jan et al. (2004).

Les données brutes sont traitées par les laboratoires d'où provient l'appareil de mesure. Globalement elles subissent 4 corrections liées : à la différence entre la pression atmosphérique et celle dans l'analyseur IR, à la dérive de l'appareil, à l'élimination de la vapeur d'eau dans les pièges (utilisation du polynôme de Weiss et Price, 1980) et à la différence de température entre l'eau de mer en surface et dans l'équilibrateur (application de la formule de Copin-Montegut, 1988). La précision des données est d'environ 1 μatm .

Exercice d'intercomparaison : En 1996, un exercice d'intercomparaison de divers systèmes de mesure de la $f\text{CO}_2$ au niveau international s'est déroulé à bord du R/V Meteor (Körtzinger et al., 2000). Neuf groupes de 6 pays (Australie, Danemark, France, Allemagne, Japon et Etats-Unis) ont participé à cet exercice. Certaines conditions communes étaient imposées afin de réduire les sources d'erreur externes aux systèmes de mesure. Les mesures de $f\text{CO}_2$ dans l'eau de surface et dans l'air étaient cohérentes dans une fourchette de $\pm 1 \mu\text{atm}$, quel que soit le type d'équilibrateur utilisé. De même les mesures discrètes de $f\text{CO}_2$ étaient comparables avec les mesures en continue à $\pm 3 \mu\text{atm}$. Les différents groupes japonais, australiens et français cités dans notre étude ont participé à cet exercice, ce qui permet de comparer leurs résultats de $f\text{CO}_2$ de façon légitime.

Pour février 2003, des mesures dans la colonne d'eau sont disponibles :

En effet, lors de la campagne de 2003 à bord du Marion-Dufresne, des stations ont pu être réalisées. Des prélèvements à différentes profondeurs au cours de 10 stations hydrographiques dont les positions sont prédéfinies, sont effectués à l'aide d'une rosette (Tableau C.3). Les prélèvements permettent les mesures d'AT/CT, des sels nutritifs, de la chlorophylle-a, de la salinité et de la température de l'eau de mer sur la colonne d'eau. D'autres paramètres sont mesurés mais ne seront pas exploités lors de notre étude.

Station	Latitude	Longitude	Profondeur (m)
1	45,5°S	146,5°E	1000
2	48°S	146°E	1000
3	50°S	146°E	4500
4	52,5°S	145°E	1000
5	55°S	144,5°E	1000
6	57,5°S	143,5°E	3500
7	60°S	142,5°E	1000
8	62,5°S	142°E	1000
9	64°S	142°E	3500
10	66°S	138,5°E	690

Tableau C.3 Liste des stations réalisées lors de la campagne OISO10.

Investissement personnel dans l'obtention des paramètres:

Après une formation de quelques semaines auprès des ingénieurs en charge du bon fonctionnement des chaînes de mesure embarquées d'AT/CT et de $f\text{CO}_2$ au LBCM, j'ai embarqué à bord de l'*Astrolabe* une première fois en décembre 2002 puis une deuxième fois en février 2003 afin d'assurer l'installation partielle de l'instrumentation et le bon déroulement des mesures. Lors des embarquements (3 à 4 semaines) la précision des mesures d'AT/CT s'est révélée insatisfaisante, malgré de nombreuses heures consacrées à leur amélioration. Ces problèmes soulignent la difficulté d'installer des chaînes de mesure à bord de navires de moyen tonnage naviguant sur des océans agités, voire très agités, et la nécessité de pouvoir utiliser une bonne alimentation électrique. J'ai embarqué une troisième fois à bord de l'*Astrolabe* en janvier 2004, année où le LBCM a installé sa chaîne de mesure de $f\text{CO}_2$.

De retour au laboratoire, j'ai effectué le travail de traitement des données d'AT/CT pour 2002/03 (bien que non utilisées) et de $f\text{CO}_2$ sur les données de 1996/97. J'ai également été formée pour réaliser les mesures de chlorophylle-a prélevées lors de la campagne OISO10.

C.2. Les données satellitaires

La couleur de l'océan

Le capteur SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) est appareillé sur le satellite OrbView-2 de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). Il peut fournir une distribution de la concentration en chlorophylle-a à différentes échelles de temps (semaine, mois, saison). Il est opérationnel depuis septembre

1997, par conséquent aucune image ou donnée provenant du satellite ne sera disponible pour les campagnes effectuées en été austral 1996/97. Des cartes représentant la distribution océanique mondiale de la concentration en chlorophylle-a pendant les campagnes de 2002/03 sont visualisables sur le site : <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>. SeaWiFS fournit également des images de "couleur vraie" de la surface du globe, de radiations correspondant au domaine spectral du visible (PAR, Photosynthetically Active Radiation) et d'épaisseur optique d'aérosols (AOT Aerosols Optical Thickness) (Figure C.2). Les PAR sont définies comme un flux d'énergie solaire de domaine spectrale 400-700nm et s'expriment en Einstein/m²/j. L'AOT est, quant à elle, une mesure des aérosols à la longueur d'onde 865nm et représente le degré avec lequel les aérosols s'opposent à la transmission de la lumière dans l'atmosphère.

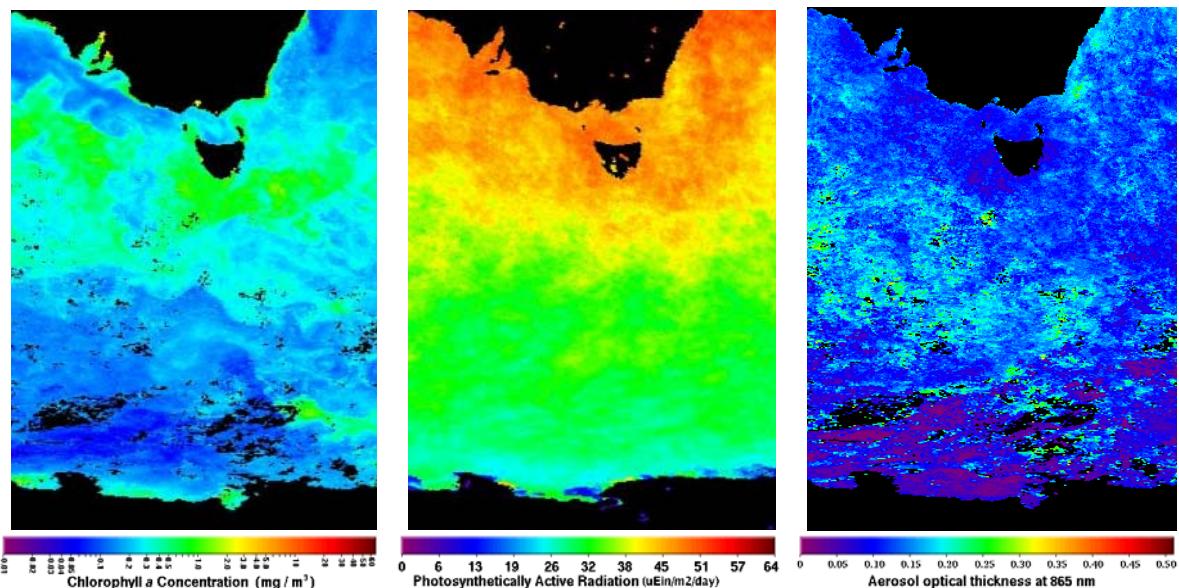


Figure C.2 Distribution de chlorophylle-a, de PAR et d'AOT pour le mois de janvier 2003 de gauche à droite. Les taches noires sont les lieux où les données sont manquantes, dues principalement à la présence de nuages et/ou de glace (<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>).

Les SST et anomalies de SST de Reynolds

La méthode d'interpolation de Reynolds et Smith combine des SST provenant d'observations satellitaires réalisées par le radiomètre passif AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et des mesures *in situ* réalisées à bord des bateaux et à l'aide de bouées dérivantes (Reynolds et Smith, 1994). Les données d'anomalies de

température de surface (SST) proviennent de la différence entre ces SST interpolées et la climatologie de Reynolds dérivée d'analyses mensuelles sur 12 ans (1982-1993). Des cartes représentant la distribution des SST et des anomalies de SST dans l'océan de surface (Figure C.3), les données et de plus amples informations sont disponibles sur le site :

http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.IGOSS/.nmc/.Reyn_SmithOlv1/.monthly/.sst/

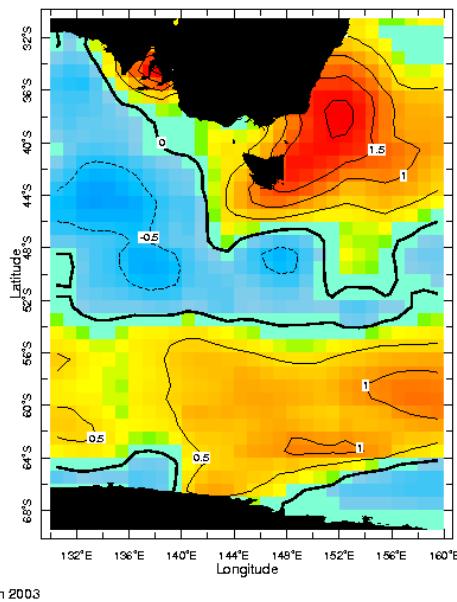


Figure C.3 Distribution des anomalies de SST au mois de janvier 2003.

Le vent

Les champs de vent moyen utilisés (wind speed) sont ceux restitués par les diffusiomètres des satellites de l'ESA (European Space Agency), ERS2 (European Radar Sensor 2) pour la période de mars 1996 à janvier 2001 et QuikSCAT (Quick SCATterometer) pour la période de juillet 1999 à maintenant. Ces données sont traitées et fournies par le CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) de l'IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER) (<http://www.ifremer.fr/cersat/an/index.htm>). Elles sont données à une hauteur de 10 mètres au dessus de l'eau.

L'ozone

L'instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) dont nous utilisons les données est un spectromètre embarqué en juillet 1996 à bord du satellite EarthProbe de la NASA. Cet instrument mesure l'ozone par observation du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère terrestre dans le domaine des ultraviolets. La mesure d'ozone s'effectue à partir du calcul du rapport de l'énergie reçue pour deux longueurs d'onde, 312 nm et 331 nm, l'une étant fortement absorbante et l'autre faiblement. Des cartes représentant la distribution océanique mondiale de la quantité d'ozone intégrée sur la stratosphère et les données peuvent être obtenues sur le site : <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/>. Les contenus intégrés d'ozone s'expriment en Dobson (DU Dobson Units). Le travail d'extraction et de traitement des données d'ozone utilisées dans le dernier chapitre a été effectué par S. Godin-Beekmann du SA (Service d'Aéronomie) de l'IPSL.

Les nuages

Les données de couverture nuageuse provenant de différents satellites sont analysées et traitées par l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) (<http://isccp.giss.nasa.gov/index.html>). Les données utilisées sont prélevées de jour et de nuit et elles représentent la couverture nuageuse globale, c'est à dire sans distinction au niveau du type de nuages (par l'épaisseur optique) ni au niveau de l'altitude (haute 200mb ou basse 1000mb). Le travail d'extraction et de traitement des données de couverture nuageuse utilisées dans le dernier chapitre a été effectué par G. Sèze du LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) de l'IPSL.

C.3. Le calcul de flux de CO₂

La détermination du flux de CO₂ (F) nécessite de connaître la différence entre les fCO₂ océanique et atmosphérique ($\Delta f\text{CO}_2$) à laquelle il est proportionnel, mais aussi le coefficient de solubilité du CO₂ (s) dans l'eau de mer et le coefficient de transfert du CO₂ à l'interface air-mer (k) (ou vitesse de transfert ou encore coefficient d'échange).

$$F = s \cdot k \cdot (f\text{CO}_2^{\text{mer}} - f\text{CO}_2^{\text{air}}) = s \cdot k \cdot \Delta f\text{CO}_2$$

Le coefficient de solubilité est calculé en utilisant l'algorithme de Weiss (1974) à partir des mesures de salinité et de température. La détermination du coefficient de transfert est plus problématique. En effet, sa valeur est fonction du degré d'agitation de la couche superficielle de l'eau de mer et par conséquent de l'intensité du vent en surface. De nombreux travaux ont proposé diverses formules empiriques : suite à une synthèse de précédents travaux, Liss et Merlivat (1986) proposent des relations linéaires ; Wanninkhof (1992) détermine une relation quadratique en fonction de la vitesse du vent et Wanninkhof et McGillis (1999), une relation cubique.

Récemment une étude sur le coefficient de transfert a été effectuée en océan Austral lors de la campagne SOFex (Southern Ocean iron Fertilization experiment, 66,4°S-172°W) (Wanninkhof *et al.*, 2004). Cette étude suggère l'existence d'une dépendance nette de l'échange de gaz avec la vitesse du vent similaire aux précédentes paramétrisations de Wanninkhof, 1992 et Wanninkhof et McGillis, 1999. Elle permet de montrer pour la première fois que l'utilisation de relations quadratiques et cubiques est appropriée pour évaluer le flux de CO₂ de l'océan Austral. Néanmoins, durant une période de vents forts et variables, la relation de Wanninkhof et McGillis (1999) serait plus appropriée.

Dans la suite de notre étude, le coefficient de transfert (k) sera donc calculé à l'aide de la formule de Wanninkhof et McGillis, 1999 (celle établie pour des vents jusqu'à 20m/s) fréquemment utilisées. Celle-ci est fonction du vent (v) et du nombre de Schmidt (Sc), lui-même dépendant de la nature du gaz, de la salinité et de la température :

$$k=0,0283v^3(Sc/660)^{(-1/2)}$$

Etant donné que les vents sont toujours relativement élevés (9-11,5m/s) et présentent assez peu de variabilité d'une année sur l'autre, la direction et l'amplitude du flux de CO₂ à l'interface air-mer seront principalement régulées par ΔfCO₂. Le signe de ΔfCO₂ indiquant la direction du flux. Lorsque la fugacité de CO₂ dans l'eau de mer est supérieure à la fugacité de CO₂ atmosphérique ($f\text{CO}_2^{\text{mer}} > f\text{CO}_2^{\text{air}} \Rightarrow \Delta f\text{CO}_2 > 0$), le CO₂ s'échappe de l'océan vers l'atmosphère, l'océan est qualifié de "source" de CO₂ atmosphérique (il "dégaze"). Si, en revanche la fugacité de CO₂ dans l'eau de mer est inférieure à la fugacité de CO₂ atmosphérique ($f\text{CO}_2^{\text{mer}} < f\text{CO}_2^{\text{air}} \Rightarrow \Delta f\text{CO}_2 < 0$), le CO₂ pénètre de l'atmosphère dans l'océan, l'océan est qualifié de "puits" de CO₂ vis-à-vis de l'atmosphère (il "pompe").

D. L'état des connaissances des données de CO₂ récoltées dans le secteur sud-est indien

Historique et distribution de la pCO₂ dans la région 43-66°S autour de 140°E :

Depuis la fin des années 60, de nombreuses campagnes japonaises, françaises et australiennes se sont déroulées à bord de différents navires dans cette région du globe. Les paramètres documentant le cycle du carbone furent dès lors collectés. La communauté scientifique japonaise s'est particulièrement investie dans l'étude du cycle du carbone au niveau du bassin pacifique mais aussi au niveau de l'océan Austral, comme le montre le paragraphe suivant.

Les résultats concernant les données récoltées lors de la campagne JARE-8 de l'été austral 1966/67 vers 120°E ont montré que l'océan austral était une source vis-à-vis du CO₂ atmosphérique augmentant du nord au sud (Miyake et Sugimura, 1969). Après la confrontation des résultats d'une série de campagnes japonaises dans l'océan Pacifique (Southern Cross en 1968/69 dans le Pacifique centre, Ursa Major et Ursa Minor en 1970 dans le Pacifique nord et Phoenix en 1971/72 dans le Pacifique sud-est), l'océan Pacifique est globalement considéré comme une source de CO₂. Toutefois, les régions sud américaine et équatoriale sont des sources tandis que les régions tempérées du Pacifique nord sont identifiées comme étant des puits de CO₂. La notion de 'mosaïque' attribuée aux flux de CO₂ apparaît (Miyake *et al.*, 1974). A la fin des années 80, la connaissance du pCO₂ dans les eaux de surface des régions de hautes latitudes est maigre. Cependant, au printemps-été 1983/84, la campagne Biomass montre, de nouveau, que l'océan au sud de l'Australie est une source (environ +10µatm) dès le front subantarctique, à 150°E comme à 115°E. La pCO₂ est aussi élevée près des côtes. En revanche, dans les zones subtropicale et subantarctique, au nord du front subantarctique, l'océan est un puits de CO₂ atmosphérique (jusqu'à -50µatm). A cette période peu d'études sur les variations saisonnières de pCO₂ sont réalisées. La question est posée. L'océan Austral se comporte t'il de la même façon vis à vis du CO₂ toute l'année en fonction des zones ? (Inoue et Sugimura, 1988). Ainsi, durant les années 90 dans le cadre du projet WOCE, la section hydrographique SR3 (Hobart-côte Adélie) est répétée 7 fois à différentes périodes de l'année par les australiens à bord de l'*Aurora Australis*.

L'interprétation des données recueillies lors de la campagne de mars 1993 confirme la localisation d'un fort puits de CO₂ dans les zones subtropicale et subantarctique en été (Metzl *et al.*, 1999). Les données d'hiver, en août 1993, viennent compléter celles d'été, permettant ainsi d'observer les variations saisonnières du cycle du carbone dans la région particulière qu'est la zone subantarctique (zone de formation d'eaux de mode subantarctique et antarctique intermédiaire). L'amplitude saisonnière observée est d'environ 50µatm, la fCO₂ en hiver étant plus élevée qu'en été, ceci est valable au centre (30°E) et à l'est (145°E) de l'océan Indien. Ces variations furent expliquées par l'augmentation du mélange vertical en hiver et l'augmentation de l'activité biologique en été. A la fin des années 90, le souhait est exprimé par les scientifiques d'obtenir des mesures répétitives de pCO₂ de surface afin d'estimer des flux plus précis. La campagne japonaise KH94-4 de janvier-février 1995 entre Hobart et l'Antarctique permet de commencer à aborder les questions de variabilité temporelle et la notion de tendance (Inoue *et al.*, 1999).

L'ensemble des résultats trouvés dans la littérature concernant la fugacité de CO₂ en surface dans notre secteur d'étude, au printemps et en été, est issu de travaux sur des données récoltées lors de campagnes ayant essentiellement eu lieu en janvier, voire mi décembre. Les dates, lieux, nombre de trajets et référence de ces campagnes sont consignés dans le Tableau D.1, une synthèse des données de ΔfCO₂ (fCO₂^{mer}- fCO₂^{air}) de ces campagnes est donnée dans le paragraphe suivant :

Les données des campagnes du tableau suivant sont disponibles (<http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg.html>, pour les données japonaises) et ont permis la synthèse du nord au sud, des variations de ΔfCO₂ en été austral et plus précisément en janvier (Tableau D.2).

La STZ présente le puits de CO₂ vis-à-vis de l'atmosphère le plus fort de la radiale, quelle que soit l'année. Ce puits diminue en traversant la SAZ, jusqu'à "disparaître" au niveau du SAF. L'océan et l'atmosphère sont proches de l'équilibre. Dans la zone frontale, PFZ, le ΔfCO₂ fluctue autour de 0, tantôt puits, tantôt source de faible amplitude. La présence d'un puits intense dans la SAR en été est contrôlée par l'accroissement de l'activité biologique (Metzl *et al.*, 1999; Popp *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005).

Campagne	Date	Longitude	Nombre de trajet	Référence
Southern Cross	23-31/01/1969	155°E	1	(Miyake et al., 1974) (Inoue et Sugimura, 1988) (Inoue et al., 1999) (Inoue et Ishii, 2005)
Biomass	11/12/1983- 15/01/1984	150°E	3	(Inoue et Sugimura, 1988) (Inoue et al., 1999) (Inoue et Ishii, 2005)
WOCE SR3	5-12/01/1993 2-8/03/1993	110-145°E	1	(Tilbrook, 1995) (Metzl et al., 1999)
WOCE SR3	1-18/01/1994	140-145°E	1	(Popp et al., 1999)
KH94-4	27/12/1994- 26/01/1995	140-150°E	3	(Inoue et al., 1999) (Ishii et al., 2002) (Inoue et Ishii, 2005)
KH02	4-20/01/2002	140°E	2	(Inoue et Ishii, 2005)

Tableau D.1 Campagnes d'été sur la radiale Hobart-Dumont D'Urville, depuis la fin des années 60, dans la littérature.

Année	STZ	SAZ	PFZ	POOZ	Sud de 62°S
1969	-37	-24	2	-16	-16
1984	-50	-22	-10	-3	5
1993	-60	-36	-16*	-10*	/
1994	-42	-30	-11	1	3
1995	-56	-15	-3	-8	-11
2002	-60	-45	5	1	-35

* pour cette campagne le trajet est dévié vers l'ouest par rapport aux autres campagnes, dès 50°S, la longitude est de 137°E. La PFZ se situe donc entre 137 et 134°E et la POOZ entre 134 et 104°E. Ce qui rend la comparaison avec les $\Delta f\text{CO}_2$ des zones des autres années hasardeuse.

Tableau D.2 Tableau récapitulatif des $\Delta f\text{CO}_2$ moyens dans les différentes zones de la radiale pour les mois de janvier.

La grande étendue du PF à 62°S environ (POOZ) aux propriétés homogènes, est un puits de CO₂ faible (-10 µatm), voire à l'équilibre, certaines années (janvier 1984, 1994 et 2002). Au sud de 62°S, proche du continent, il est difficile de dégager une tendance, un fort puits pouvant être aussi intense, voire plus que dans la STZ, est observé, notamment en 1969, 1995 et 2002. En revanche une source est observée en 1984 et en 1994 (Figure D.1).

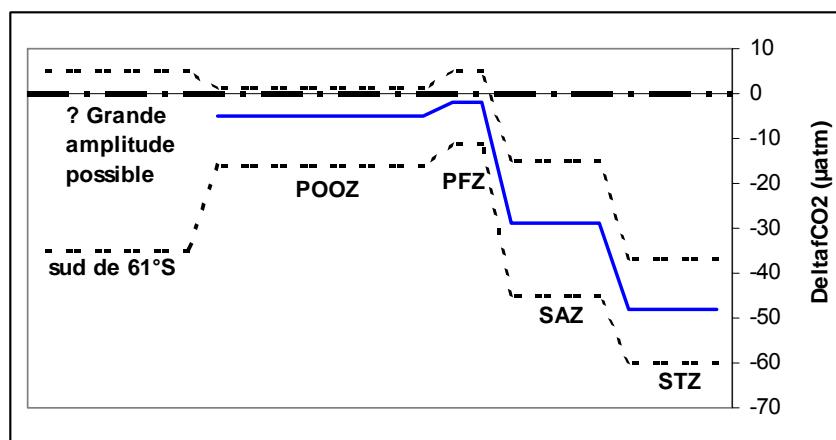


Figure D.1 Schéma conceptuel des variations moyennes de $\Delta f\text{CO}_2$ observées en janvier dans l'océan Austral au sud de l'Australie entre 1969 et 2002. La courbe bleue représente la tendance générale et les traits en pointillé l'enveloppe dans laquelle les $\Delta f\text{CO}_2$, issues du Tableau D.2, ont été observées dans la littérature.

CHAPITRE II. VARIATIONS SAISONNIERES EN 1996/1997 : ANNEE "REFERENCE"

Les campagnes MINERVE du printemps et de l'été austral 1996/97 ont permis de récolter des données de paramètres hydrologiques (SST et SSS) ainsi que des paramètres biogéochimiques liés au système du carbone (chlorophylle-a *in situ*, AT, CT et $f\text{CO}_2$). La première partie présente les variations saisonnières des différents paramètres observés, ainsi que les variations de flux de CO₂.

En fin de chapitre, les variations méridiennes de $f\text{CO}_2$ océanique *in situ* du printemps 1996 et de l'été 1997 seront confrontées aux données climatologiques de $p\text{CO}_2$ océanique (Takahashi *et al.*, 2002), puis les flux de CO₂ calculés seront comparés aux flux de CO₂ obtenus par un modèle d'inversion atmosphérique (Bousquet *et al.*, 2000).

A. *Distribution saisonnière de SST, SSS, chlorophylle-a, AT/CT, $\Delta f\text{CO}_2$ et des flux de CO₂*

A.1. SST et SSS

Les deux campagnes du printemps-été 1996/97 se sont déroulées du 21 octobre au 23 novembre 1996 et du 2 au 17 février 1997. Les positions (latitude et longitude) des campagnes sont représentées (Figure A.1), le trajet aller et le trajet retour de chacune des deux campagnes étant différenciés. Le retour de la campagne de 1996 se situe légèrement plus à l'est de la radiale classiquement effectuée de la façon la plus directe entre Hobart et Dumont D'Urville (DDU). A cette époque de l'année, la présence de glace de mer en plus ou moins grande abondance modifie souvent le trajet du bateau quand celui-ci quitte ou arrive à la base de Dumont D'Urville. Malgré les quelques degrés de longitude qui séparent les sections, les mêmes masses d'eau sont croisées lors des différentes campagnes. Dans la description des paramètres qui suit, les noms des campagnes tels que MIN38 (printemps 1996) et MIN39 (été 1997) seront utilisés.

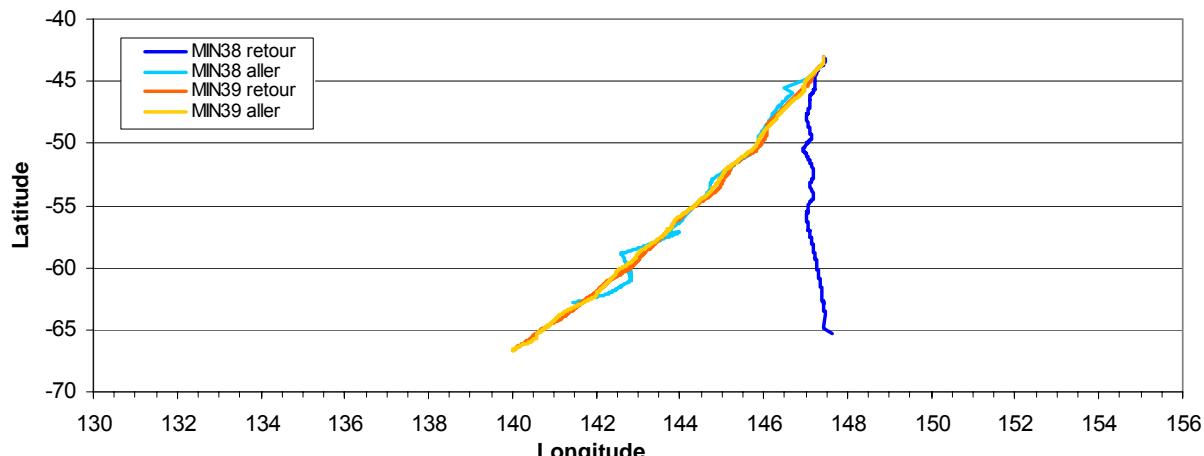


Figure A.1 Trajets des deux campagnes MIN38 et MIN39 sur la radiale Hobart-Dumont D'Urville. Les allers et retours de chaque rotation sont différenciés par une nuance de ton dans la même couleur.

Un suivi continu de la température et de la salinité de l'eau de surface ayant été réalisé (Figure A.2), les principaux fronts ont été localisés selon les définitions rapportées par Chaigneau et Morrow, 2002. La position des fronts lors de chaque campagne est présentée dans le Tableau A.1. Le front polaire localisé en février 1997 s'est déplacé de 1° de latitude par rapport à sa position d'octobre 1996. Des déplacements du front polaire d'une telle amplitude ont déjà été rencontrés dans cette région (Rintoul *et al.*, 1997; Rintoul et Bullister, 1999; Moore *et al.*, 1999a; Sokolov et Rintoul, 2002).

	Campagnes :	MIN38	MIN38	MIN39	MIN39
Fronts :	Hobart- DDU-	DDU- Hobart	Hobart- DDU	DDU- Hobart	
Front subtropical STF	46,5°S	47°S	46,5°S	47°S	
Front sub-antarctique SAF	50°S	50°S	50°S	50°S	
Front Polaire PF	53°S	53°S	54°S	53°S	

Tableau A.1 Récapitulatif des positions des principaux fronts rencontrés lors de chaque campagne.

La limite maximale d'extension des glaces se situe à 61°S, en moyenne, au large de Dumont D'Urville et la frontière sud de l'ACC (SB) est positionnée à 64,5°S.

Grâce aux différentes limites hydrologiques et physiques croisées le long de la section, une découpe de notre zone d'étude commune aux deux campagnes est proposée :

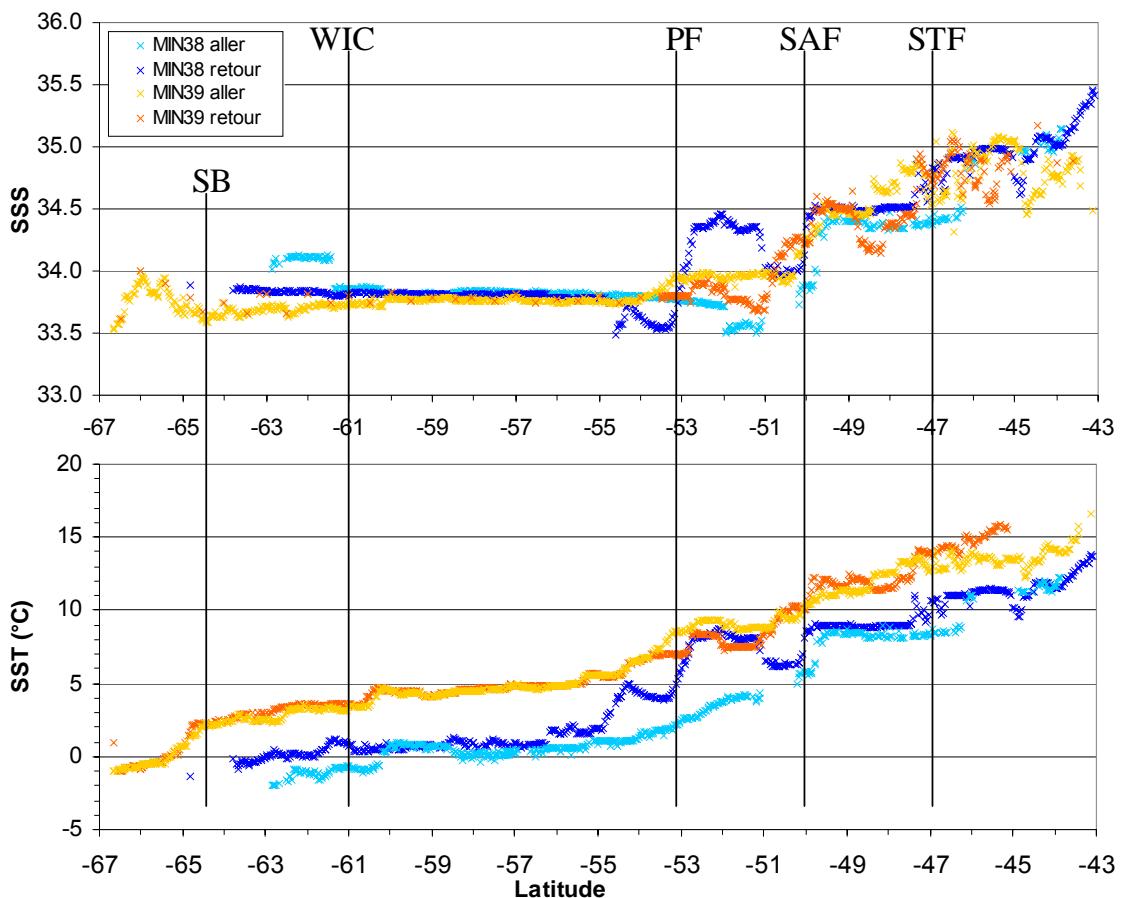


Figure A.2 Distribution des SSS et SST en fonction de la latitude pour les campagnes MIN38 et MIN39.

La SAR s'étend de Hobart (43°S) au front polaire (54°S)

La POOZ de 54°S à la WIC (61°S)

La SIZ de 61°S à la SB ($64,5^{\circ}\text{S}$)

La CAZ de $64,5^{\circ}\text{S}$ au continent Antarctique (67°S).

Le découpage du secteur australien de l'océan Austral ainsi défini sera utilisé dans toute la suite de l'étude, cependant les latitudes seront modifiées pour s'adapter aux positions des limites physiques et hydrologiques de l'année d'étude.

Quelle que soit la saison, la température de surface diminue du nord au sud de la radiale de façon attendue ; les SST estivales étant supérieures aux SST printanières. Ces variations observées de SST mettent bien en évidence le cycle de

réchauffement saisonnier à grande échelle. En moyenne, l'augmentation printemps-été de SST est de 2 à 3°C (Chaigneau et Morrow, 2002) ; en été 1997, l'augmentation est légèrement supérieure car le secteur présente une anomalie de SST positive entre 0,5 et 1°C sur une grande partie de la zone d'étude. Cet événement chaud sera plus amplement évoqué dans le dernier chapitre.

Concernant les SSS, les variations estivales sont moins marquées, les SSS du printemps et de l'été sont très proches et diminuent du nord au sud de la section, présentant un palier entre 53 et 64°S. Néanmoins, en été 1997 cette zone présente une légère anomalie négative de SSS du fait d'une augmentation des précipitations (Chaigneau *et al.*, 2004). Selon Chaigneau *et al.*, les anomalies de SST et SSS observées pourraient être liées au passage d'une anomalie positive de l'onde circumpolaire antarctique (ACW), dans notre zone en 1996/97, dont les origines sont encore mal connues (Sokolov et Rintoul, 2003; Chaigneau *et al.*, 2004).

Plus au sud, entre 64 et 66°S, la SSS augmente en été probablement à cause d'une intensification du mélange vertical avec les couches d'eaux sous-jacentes plus salées. Par ailleurs, près du continent Antarctique la SSS diminue, la fonte des glaces entraînant un apport d'eau douce en surface. De manière générale, les eaux de la CAZ ne présentent pas de caractéristiques hydrologiques homogènes (Trull *et al.*, 2001a).

Remarque : Les données de salinité et de température de surface de la campagne MIN38 présentent entre 50 et 53°S une eau de 34,4 et à 8°C. Cette masse d'eau présente des caractéristiques hydrologiques inattendues, elle est plus salée, entre 0,4 et 0,8, et plus chaude, de 2 à 4°C. Le navire a très probablement croisé un méandre du front polaire en novembre 1996. La signature de ce méandre est également visible dans les données d'AT/CT.

A.2. La chlorophylle-a

Les variations des concentrations en chlorophylle-a *in situ* en fonction de la latitude sont présentées Figure A.3.

Sur l'ensemble de la section la concentration en chlorophylle-a est plus faible au printemps 1996 qu'au cours de l'été 1997. Toutefois, la région située entre le front subantarctique et 61°S présente des concentrations en chlorophylle-a

particulièrement faibles autour de 0,1 $\mu\text{g/L}$, quelle que soit la saison. Selon Parslow *et al.*, entre le front polaire et 61°S, la concentration en chlorophylle-a est habituellement basse toute l'année (Popp *et al.*, 1999; Parslow *et al.*, 2001), l'accumulation d'algues étant faible dans cette région. La biomasse augmente fin octobre, sans apparition de floraison phytoplanctonique, et atteint un faible maximum mi décembre-début janvier, l'augmentation saisonnière étant autour de 0,3 $\mu\text{g/L}$, voire au maximum 0,5 $\mu\text{g/L}$ (Moore et Abbott, 2000; Parslow *et al.*, 2001; Trull *et al.*, 2001a). Cependant même une très petite variabilité saisonnière n'est pas observable en 1996/97 dans cette zone.

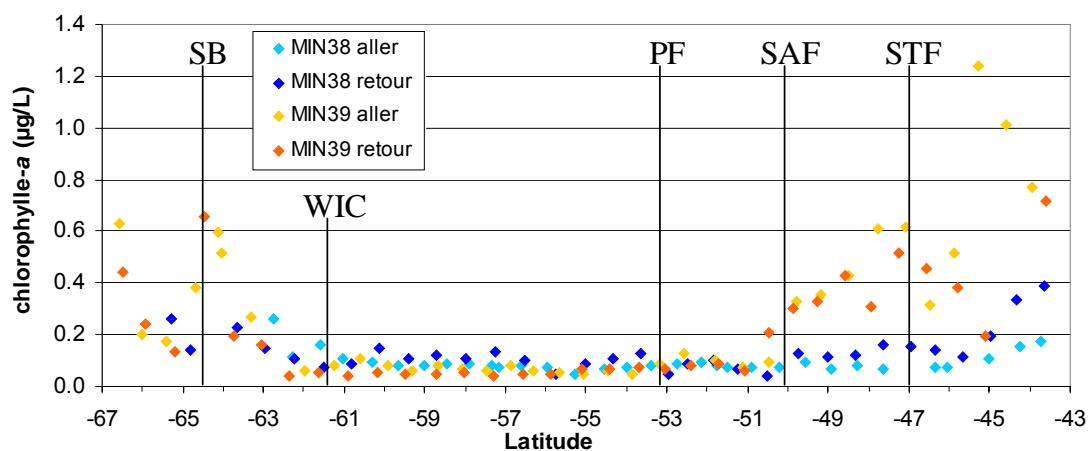


Figure A.3 Distribution de la concentration en chlorophylle-a *in situ* en fonction de la latitude pour les campagnes MIN38 et MIN39.

En revanche, la différence saisonnière est particulièrement visible d'une part au nord du front subantarctique et d'autre part au sud de 61°S. Au nord du front subantarctique, la concentration en chlorophylle-a en été est supérieure à celle du printemps, atteignant au maximum 1,2 $\mu\text{g/L}$ à 45,5°S en été contre 0,4 $\mu\text{g/L}$ à 43,5°S au printemps. Selon Moore et Abbott, au nord du front polaire, la concentration en chlorophylle-a est plus importante qu'au sud toute l'année (Moore et Abbott, 2000) et la durée de la poussée phytoplanctonique y est plus longue que dans la zone antarctique (Rintoul et Trull, 2001). De plus, des côtes tasmaniennes au front subantarctique, la concentration diminue en 1996/97, variation "classiquement" observée selon Popp *et al.* (1999).

Au sud de 61°S, les concentrations augmentent au printemps et en été, atteignant 0,6 $\mu\text{g/L}$ en été contre seulement 0,3 $\mu\text{g/L}$ au printemps. Cette augmentation est principalement, due au retrait de la glace de mer près de la banquise, à la présence de la divergence antarctique où remontent des eaux riches en sels nutritifs vers la

surface (Popp *et al.*, 1999) et à la présence des eaux côtières antarctiques près du continent (Moore et Abbott, 2000).

A.3. L'AT/CT

Les variations des concentrations en carbone total CTn et en alcalinité total ATn, normalisées à une salinité de 34 en fonction de la latitude, sont présentées Figure A.4.

Dans toute la suite de l'étude, le carbone total et l'alcalinité totale sont normalisés par rapport à une salinité constante égale à 34 afin de se dégager de probables effets de dilution (fonte des glaces et/ou évaporation, précipitation) selon l'équation :

$$(CT)n = [(CT)sss * 34] / SSS$$

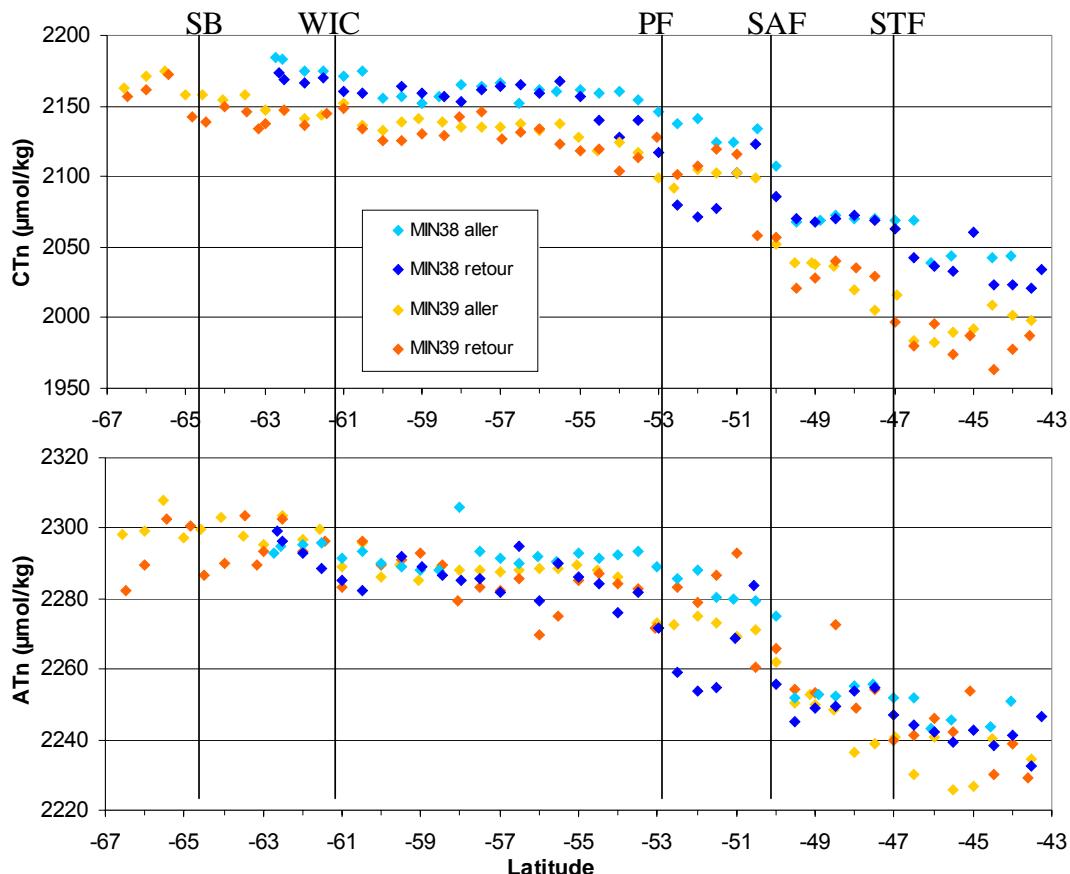


Figure A.4 Distribution en fonction de la latitude des concentrations en CT et AT normalisées, pour les campagnes MIN38 et MIN39.

ATn et CTn augmentent du nord au sud, de 2240 à 2300 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ et de 2000 à 2150 $\mu\text{mol}/\text{kg}$, respectivement. De manière générale, les concentrations en CTn mesurées

au printemps sont supérieures à celles mesurées en été, quelle que soit la zone biogéochimique traversée. CTn augmente du nord au sud de 125 µmol/kg pour les zones subtropicale, subantarctique et frontale polaire quelle que soit la saison et reste stabilisé de 53 à 63°S, autour de 2125 µmol/kg en été et autour de 2175 µmol/kg au printemps. CTn augmente légèrement à proximité du continent Antarctique.

Pour ATn, une variation saisonnière entre printemps et été, telle que celle observée pour CTn, n'est pas notée. Les variations des concentrations d'ATn en fonction de la latitude se confondent presque au printemps et en été.

La Figure A.5 présente la distribution d'ATn en fonction de CTn au printemps 1996 et en été 1997. Les concentrations représentées sont celles de la Figure A.4. Les concentrations relevées sur le trajet Hobart-DDU ne sont pas différencierées de celles du trajet DDU-Hobart pour une même campagne, par contre les concentrations dans les régions de part et d'autre du front polaire sont différencierées pour chaque campagne. Sur le même graphe, est représenté le sens des changements qui pourraient être attendus si la dissolution, la précipitation de carbonate de calcium CaCO_3 , la photosynthèse, la décomposition du phytoplancton, l'absorption ou le dégazage de CO_2 se produisaient (Zeebe et Wolf-Gladrow, 2001).

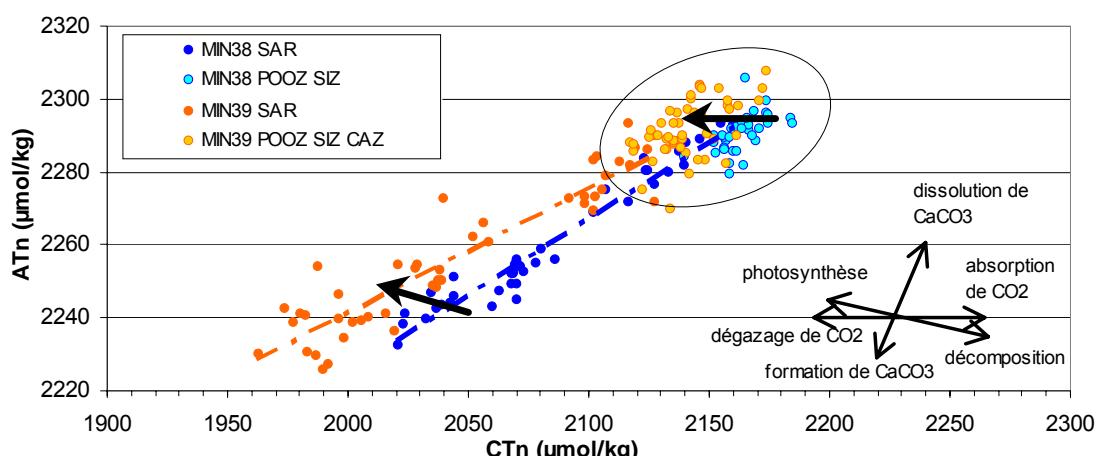


Figure A.5 ATn en fonction de CTn pour les campagnes MIN38 et MIN39.

Le nuage de points encerclé par une ellipse sur la Figure A.5, présentant un maximum d'ATn et CTn, correspond aux mesures dans les eaux situées au sud du

front polaire et les autres valeurs d'ATn et CTn sont celles des eaux situées entre la Tasmanie et le front polaire.

Dans les régions au nord du front polaire le sens de déplacement, du printemps à l'été, des concentrations indique que ces changements de CTn et d'ATn pourraient être provoqués par la photosynthèse. En revanche, dans les régions au sud du front polaire (ellipse), le sens du déplacement met en évidence le dégazage de CO₂ des eaux de surface du printemps à l'été, ce qui entraîne une diminution de CTn mais pas d'ATn.

A.4. $\Delta f\text{CO}_2$ et flux en 1996/1997

Dans cette partie, les variations saisonnières de $\Delta f\text{CO}_2$ sont décrites et interprétées par zone, au vu des variations d'ATn/CTn et des concentrations de chlorophylle-a présentées précédemment, la chlorophylle-a étant fréquemment utilisée comme un indicateur de la biomasse algale.

Remarque liminaire :

Dans ce travail, la distribution des $\Delta f\text{CO}_2$ est présentée et non la distribution des $f\text{CO}_2$ océaniques et atmosphériques. En effet, de façon générale sur l'océan global, la variation saisonnière et géographique de $f\text{CO}_2$ océanique de surface est plus grande que celle du $f\text{CO}_2$ atmosphérique, donc les variations de $f\text{CO}_2$ océanique et les $\Delta f\text{CO}_2$ peuvent être interprétées de façon similaire.

Les variations de $\Delta f\text{CO}_2$ en fonction de la latitude sont présentées Figure A.6.

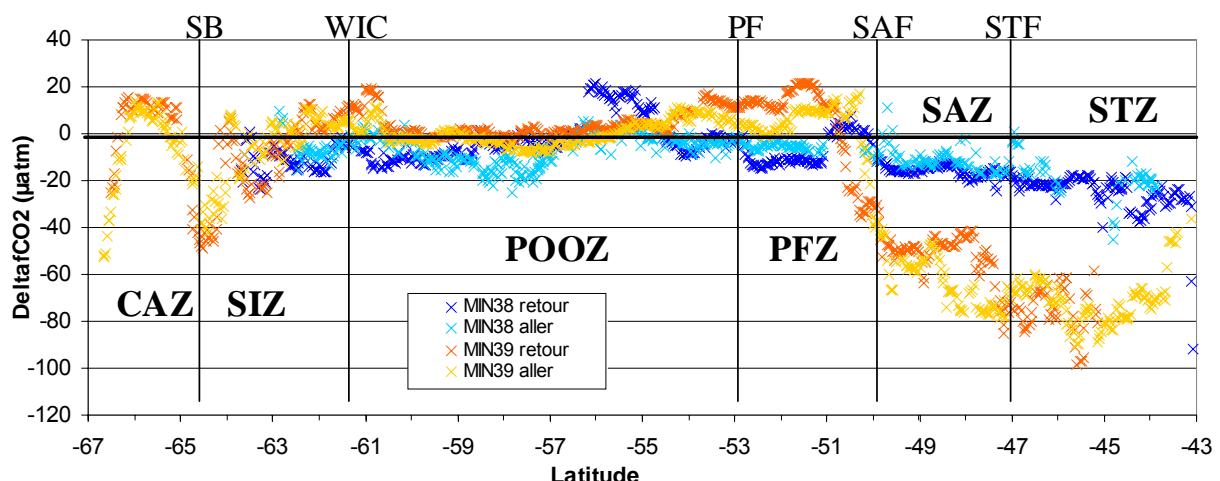


Figure A.6 Distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ en fonction de la latitude pour les campagnes MIN38 et MIN39.

La région subantarctique (SAR):

Les eaux superficielles de la SAR sont sous-saturées en CO₂ par rapport à l'atmosphère au printemps 1996 et en été 1997, la sous-saturation est cependant beaucoup plus importante en été qu'au printemps. Globalement en été 1997, $\Delta f\text{CO}_2$ varie de -90 à 0 µatm de 45 à 51°S, au printemps 1996 la diminution de $\Delta f\text{CO}_2$ est moins prononcée.

La SAR regroupe 3 zones :

- la zone subtropicale STZ
- la zone subantarctique SAZ
- la zone frontale polaire PFZ.

Ces 3 zones présentent des évolutions saisonnières vis à vis du CO₂ souvent différentes, telles que le montre la distribution méridienne des $\Delta f\text{CO}_2$ dans chaque zone au printemps 1996 et en été 1997 :

Dans la STZ, les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ aux deux saisons sont négatives (-20 µatm au printemps et -75 µatm en été) et du nord au sud $\Delta f\text{CO}_2$ est de plus en plus négatif en été.

Dans la SAZ, les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ aux deux saisons sont négatives mais du nord au sud $\Delta f\text{CO}_2$ est de moins en moins négatif en été de -70 à -40 µatm.

Dans la PFZ, les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ aux deux saisons sont proches de 0 µatm, une moyenne de -10 µatm est observée au printemps et de +10 µatm en été.

En 2005, Inoue *et al.* ont rapporté que ce type de distribution des $\Delta f\text{CO}_2$ (nettement négatifs au nord du SAF et variable, tantôt positif, tantôt négatif dans la PFZ) est "classiquement" observé dans cette région en été, cette distribution estivale étant principalement contrôlée par l'accroissement de l'activité biologique (Metzl *et al.*, 1999; Popp *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005). Cependant, les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ moyennes dans la STZ et la SAZ en été 1997 sont plus négatives que celles décrites dans la littérature (Chapitre I, Tableau D.2). En fin de Chapitre I sont présentés les $\Delta f\text{CO}_2$ moyens dans chaque zone pour les mois de janvier, or la campagne MIN39 a eu lieu en février, un mois après. Toutefois, l'hypothèse selon laquelle le phytoplancton aurait pu bénéficier d'un mois supplémentaire pour se développer et entraîner une diminution de la $f\text{CO}_2$ océanique ($\Delta f\text{CO}_2$) est discutable. Car entre les

$\Delta f\text{CO}_2$ de la campagne de janvier 1993 et ceux de la campagne de mars 1993 dans ce secteur australien, peu de différence est notée, $\Delta f\text{CO}_2$ a peu varié. En janvier, $\Delta f\text{CO}_2$ est de $-60\mu\text{atm}$ dans la STZ et de $-36\mu\text{atm}$ dans la SAZ, en mars $\Delta f\text{CO}_2$ est de $-47\mu\text{atm}$ dans la STZ et de $-40\mu\text{atm}$ dans la SAZ (Metzl *et al.*, 1999).

La STZ :

La distribution méridienne de $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs, suggère que la zone subtropicale agit comme un puits de CO_2 atmosphérique. En moyenne, $\Delta f\text{CO}_2$ en été est supérieure de $45\mu\text{atm}$ aux valeurs estimées au printemps. L'augmentation des concentrations en chlorophylle-a suggère un accroissement de la biomasse dans la zone responsable de l'augmentation du $\Delta f\text{CO}_2$. Le sens (puits plus intense en été qu'à la sortie de l'hiver) et l'amplitude de cette variation saisonnière des distributions de $\Delta f\text{CO}_2$ sont cohérents avec ceux observés entre l'hiver et l'été 1993 au sud de la Tasmanie ($40\mu\text{atm}$) (Metzl *et al.*, 1999). Néanmoins, le comportement des eaux superficielles de la STZ "tasmanienne" vis à vis du CO_2 atmosphérique diffère et se trouve même être "opposé" au comportement des STZ observé jusqu'à présent dans les deux hémisphères. En effet, la $f\text{CO}_2$ océanique des eaux de surface des STZ est classiquement et majoritairement contrôlée par l'effet de la température, ainsi les eaux superficielles présentent une sous-saturation en CO_2 par rapport à l'atmosphère forte quand les eaux sont froides. Ces comportements furent observés à l'ouest du bassin indien, aux sites HOT (Hawaii Ocean Time-series) et BATS (Bermuda Atlantic Time-Series Study) (Poisson *et al.*, 1993; Metzl *et al.*, 1998; Winn *et al.*, 1998; Bates, 2002; Takahashi *et al.*, 2002; Metzl *et al.*, 2004). Cette différence de comportement vis à vis du CO_2 peut être expliquée par l'origine des eaux influençant la STZ. Les eaux des STZ contrôlées par l'effet de température seraient influencées par les grands tourbillons subtropicaux et celles de la STZ "tasmanienne" seraient, quant à elles, plutôt influencées, d'une part par les eaux de la mer de Tasmanie apportées par le courant Est Australien et, d'autre part, par le courant de Leeuwin (Jeffrey *et al.*, 1990; Clementson *et al.*, 1998; Cresswell, 2000; Rintoul et Sokolov, 2001), et également par la proximité des côtes de Tasmanie. Ces deux influences leurs confèrent des caractéristiques différentes : les eaux sont plus salées, plus chaudes (Rintoul et Trull, 2001) et plus concentrées en chlorophylle-a. Ceci entraîne une diminution de la $f\text{CO}_2$ océanique.

La SAZ :

Cette zone présente également des $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs, suggérant que les eaux superficielles sont puits de CO₂ vis à vis de l'atmosphère. Au printemps $\Delta f\text{CO}_2$ est à peu près constant et proche de -20µatm. Par ailleurs, en été les eaux superficielles présentent un gradient de $\Delta f\text{CO}_2$ de -70µatm à -40µatm, particulièrement fort au sud de la zone, au niveau du front subantarctique (SAF). A nouveau, la diminution de l'intensité du puits de CO₂ observée semble pouvoir être expliquée par l'augmentation de la biomasse mise en évidence par les concentrations en chlorophylle-a et la dynamique de front.

La SAZ à l'échelle circumpolaire est une zone fortement puits de CO₂ (voir table1 de Metzl *et al.*, 1999, ils proposent un tour d'horizon des connaissances sur les $\Delta f/p\text{CO}_2$ de la SAZ). Cependant cette affirmation était essentiellement basée sur des mesures effectuées en été austral. Une meilleure compréhension des variations saisonnières de $f\text{CO}_2$ océanique superficielle a motivé l'étude en 1999 de Metzl *et al.*. Dans le secteur indien de l'océan Austral, la SAZ est une région d'export de carbone en été grâce aux processus biologiques et d'export de CO₂ anthropique en hiver grâce aux processus dynamiques tel que la formation des eaux de mode (Metzl *et al.*, 1999) (Sloyan et Rintoul, 2001). En conséquence, la SAZ est le lieu où les forçages atmosphériques peuvent être directement communiqués à la thermocline des tourbillons subtropicaux de l'hémisphère sud (Rintoul et Trull, 2001). Ainsi un projet australien intitulé "SAZ project" a été consacré à la connaissance approfondie de la SAZ du sud de la Tasmanie. Cette étude multidisciplinaire a été menée à bord de différents navires lors de plusieurs campagnes dans la SAZ "tasmanienne" mais aussi dans la PFZ en été austral 1997/98. Les résultats sont détaillés dans 16 articles d'une section spéciale de *Journal of geophysical research* de 2001 (volume 106, numéro C12). Une partie de ces résultats concernant le CO₂ nous apprend que les variations saisonnières de $p\text{CO}_2$ sont contrôlées majoritairement par la pompe biologique, malgré le faible taux d'accumulation de biomasse, (les concentrations en nitrates et phosphates étant basses dans les eaux superficielles de la SAZ) et, dans une moindre importance, par la pompe de solubilité entraînée par la baisse de la température (Loureys et Trull, 2001).

Un gradient important de $\Delta f\text{CO}_2$ est observé en été 1997 au niveau du front subantarctique SAF. Le SAF possède un caractère transitoire marqué, il est la

rencontre de deux phénomènes physiques, d'une part le mélange convectif profond d'hiver de la SAZ formant l'eau de mode subantarctique et, d'autre part, la coulée rapide de l'eau de surface froide et peu salée de la PFZ formant l'eau antarctique intermédiaire (Loureys et Trull, 2001). Le SAF est en quelque sorte la limite nord d'une région de transition : la PFZ.

La PFZ:

La distribution des $\Delta f\text{CO}_2$ du printemps 1996 présente des variations semblables à celles observées plus au nord, en moyenne autour de $-10\mu\text{atm}$. En revanche, en été 1997, les $\Delta f\text{CO}_2$ dans la PFZ sont positifs entre 0 et $+20\mu\text{atm}$, contrairement aux variations de $\Delta f\text{CO}_2$ observées dans les zones au nord du front subantarctique, STZ et SAZ qui étaient fortement négatives. Cette zone, tantôt puits tantôt source de CO_2 atmosphérique propose une distribution saisonnière de $\Delta f\text{CO}_2$ similaire à celle observée dans la zone en permanence libre de glace (dans la POOZ, les eaux de surface et l'atmosphère sus-jacent semblent en équilibre vis à vis du CO_2 au printemps et en été 1996/97). La PFZ, lieu de formation des eaux antarctiques intermédiaires, fait le lien entre les régions subantarctique et antarctique, son comportement est un mélange des influences de ces deux régions.

De façon générale dans la SAR, la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ est liée aux zones frontales océaniques et aux variations de chlorophylle-a. Dans cette région, la chlorophylle-a augmente et CTn diminue du printemps à l'été, suggérant que la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ fut probablement principalement gouvernée par les processus biologiques. La SST augmente de 3°C en moyenne sur la région, en système clos (en conditions iso-chimiques), cette augmentation aurait entraîné une augmentation de $f\text{CO}_2$ d'environ $70\mu\text{atm}$, selon la relation thermodynamique établie expérimentalement par Takahashi *et al.* en 1993 : $(\partial p\text{CO}_2/\partial T)/p\text{CO}_2=0,0423^\circ\text{C}^{-1}$ pour des salinités de 34 à 36 et des températures entre 2 et 28°C (Takahashi *et al.*, 1993). La variation de $p\text{CO}_2$ due à la température est de $4,23\%^\circ\text{C}^{-1}$, la $f\text{CO}_2$ océanique étant positivement corrélée à la SST thermodynamiquement. Or $f\text{CO}_2$ diminue de $21\mu\text{atm}$ entre le printemps et l'été. Donc, au total, les processus biologiques, majoritairement aidés de l'échange de CO_2 à l'interface air-mer, sont à l'origine de la diminution de $91\mu\text{atm}$, et contrebalancent ainsi l'effet thermodynamique.

La zone en permanence libre de glace (POOZ) :

Dans la POOZ qui présente des caractéristiques hydrologiques et biogéochimiques particulièrement homogènes sur la globalité de la zone, les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ oscillent autour de 0 μatm au printemps et entre un minimum de -20 μatm et un maximum de +20 μatm en été, les oscillations étant de plus grande amplitude au printemps qu'en été (Figure A.6). Néanmoins, les $\Delta f\text{CO}_2$ moyens calculés sur l'ensemble de la zone suggèrent que la POOZ est un puits de CO₂ atmosphérique au printemps 1996 (-5 μatm) et que les eaux superficielles de la POOZ et l'atmosphère sus-jacent sont presque à l'équilibre à l'été 1997. Aux deux saisons d'échantillonnage, les concentrations de chlorophylle-a sont très basses, suggérant que l'activité biologique est peut-être faible. Dans la POOZ en 1996/97, les processus biologiques n'interviennent que très faiblement dans les variations de CO₂ quelle que soit la saison. De plus, entre le printemps et l'été, la SST augmente de presque 4°C en moyenne sur la région, en système fermé. Cette augmentation a entraîné une augmentation de $f\text{CO}_2$ de 60 μatm , selon la relation de Takahashi *et al.* (1993). Les échanges de CO₂ à l'interface air-mer sont à l'origine des variations de $\Delta f\text{CO}_2$, ils contrebalaissent l'effet thermodynamique, ce qui est également suggéré par la diminution estivale de CTn et non d'ATn (Figure A.5).

Depuis que cette zone du secteur sud australien de l'océan Austral est visitée, en particulier en été, elle se présente comme un puits de faible intensité, par exemple en 1969 et 1995, mais aussi comme un puits de très faible intensité, voire proche de l'équilibre, par exemple en 1984, 1994 et en 2002 (Chapitre 1, Tableau D.2). Ainsi les variations de $\Delta f\text{CO}_2$ observées en février 1997 se trouvent être proches des observations des années précédentes, la différence d'intensité entre les années pourrait être due à la variabilité de la profondeur de la couche de mélange. En 2004, Chaigneau *et al.* ont réalisé des travaux sur l'évolution saisonnière et interannuelle de la couche de mélange dans la région antarctique au sud de la Tasmanie (Chaigneau *et al.*, 2004). Ils proposent notamment les distributions méridiennes de la profondeur de la couche de mélange moyenne estivale (entre 40 et 60 mètres en moyenne de décembre à mars) pour chaque année de 1993 à 2000. Les profondeurs de couche de mélange de 1994, 1995 et 1997 (années dont nous connaissons les $\Delta f\text{CO}_2$ moyens sur la POOZ) peuvent être exploitées. Ainsi de 55,5

à 59,5°S, soit environ 60% de l'étendue de la POOZ et présentant les caractéristiques les plus homogènes, les profondeurs de couche de mélange des étés 1994 et 1997 varient dans la même fourchette d'amplitude, ne présentant aucune particularité. Par contre comparée à 1994 et 1997, sur la même plage de latitude, la couche de mélange est moins profonde en été 1995. Cette faible profondeur de la couche de mélange pourrait avoir diminué l'intensité du mélange vertical en 1995, et entraîné un $\Delta f\text{CO}_2$ plus négatif par un impact non négligeable sur les variations de $f\text{CO}_2$ et ainsi expliquer la plus grande intensité de puits en 1995 qu'en 1994 et 1997.

Les zones au sud de 61°S, la zone saisonnièrement couverte de glace (SIZ) et la zone continentale antarctique (CAZ) :

Dans la SIZ, $\Delta f\text{CO}_2$ devient de plus en plus négatif de 61 à 64,5°S, au printemps et en été. Au printemps $\Delta f\text{CO}_2$ est en moyenne de -8,3 μatm et est relativement stable suggérant que la SIZ agit comme un puits de CO_2 vis à vis de l'atmosphère, du fait, principalement, d'un léger accroissement de la biomasse (augmentation des concentrations en chlorophylle-a) à l'approche de la banquise dans le pack (Inoue et Sugimura, 1988; Moore et Abbott, 2000). En été, dans la SIZ les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ sont plus variées et de plus grande amplitude, de +20 μatm jusqu'à -50 μatm , la moyenne sur la zone étant de -6,4 μatm et dans la CAZ, $\Delta f\text{CO}_2$ passe de -50 μatm à 64,5°S au niveau de la frontière sud du courant circumpolaire antarctique (SB) à environ +20 μatm de 65 à 66°S passé, pour retomber à -55 μatm près du continent. Ces variations importantes de $\Delta f\text{CO}_2$ coïncident parfaitement avec les variations de concentrations en chlorophylle-a observées dans cette zone ; près du continent la concentration en chlorophylle-a atteignant 0,6 $\mu\text{g/L}$. Les variations de CO_2 sont alors principalement contrôlées par l'activité biologique. Par ailleurs dans la CAZ les processus physiques participent aux variations de $f\text{CO}_2$ (Ishii *et al.*, 2002). La CAZ est influencée par la fonte de la banquise et les eaux profondes circumpolaires (UCDW) riches en sels nutritifs qui remontent au niveau de la divergence antarctique comme le suggère l'augmentation de CTn observée dès 63°S jusqu'au continent (Figure A.4).

Dans cette zone au sud de 61°S, il est difficile d'identifier parmi les processus antagonistes vis à vis du sens de variation de $f\text{CO}_2$, le processus contrôlant

majoritairement les variations sur l'ensemble de la zone. Il est ainsi, possible que les grandes et brutales variations observées aient pour origine le changement rapide de processus agissant de façon prépondérante par rapport aux autres.

Dans la littérature, les études portent souvent sur la zone "62°S-continent Antarctique" et les $\Delta f\text{CO}_2$ rapportés sont moyennés sur cette région. Les $\Delta f\text{CO}_2$ sont extrêmement variables, de -34,6 à 5,3 μatm , et les $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs sont attribués à une augmentation de l'activité biologique (Inoue et Sugimura, 1988; Popp *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005). La période de l'année à laquelle les paramètres liés au cycle du carbone sont observés est importante car la région est significativement influencée par la fonte de la glace de mer ainsi que par les apports près du continent Antarctique (hydrologie et vent), en particulier dans la CAZ (Ishii *et al.*, 2002). De plus malgré le nombre d'études précédentes réalisées dans la région, peu se sont réellement intéressées aux processus contrôlant les variations de $f\text{CO}_2$ dans les eaux de surface.

LES FLUX :

Les flux net moyens de CO_2 de l'atmosphère vers l'océan ont été calculés pour le printemps 1996 et l'été 1997 sur chacune des zones, comme indiqué dans le Chapitre I et en utilisant les moyennes de $\Delta f\text{CO}_2$ calculées de la manière suivante : $\Delta f\text{CO}_2$ a été calculé pour chaque point de mesure et moyenné de 43 à 54°S pour la SAR, de 54 à 61°S pour la POOZ, de 61 à 64,5°S pour la SIZ et enfin de 64,5 à 67°S pour la CAZ. La moyenne de $\Delta f\text{CO}_2$ pour une zone comprend les $\Delta f\text{CO}_2$ du trajet aller Hobart-DDU d'une campagne ainsi que le trajet retour DDU-Hobart de cette même campagne. Un schéma conceptuel représentant les flux en fonction des zones au printemps et en été est proposé Figure A.7. Il permet de visualiser les variations saisonnières. Les valeurs des flux, des SST, des $\Delta f\text{CO}_2$, et des concentrations en chlorophylle-a correspondantes sont rassemblées dans le Tableau A.2.

Dans la SAR le puits de CO_2 atmosphérique a augmenté de -9 à -12,3 $\text{mmol/m}^2/\text{j}$ entre le printemps et l'été du fait de l'augmentation de l'activité biologique, malgré une diminution des vents (de 11,2 à 9 m/s en moyenne sur la zone). En revanche, de façon générale au sud du front polaire, le puits a diminué entre le printemps et l'été

de -3,3 à -0,3 mmol/m²/j et de -4,8 à -1,6 mmol/m²/j dans la POOZ et la SIZ respectivement.

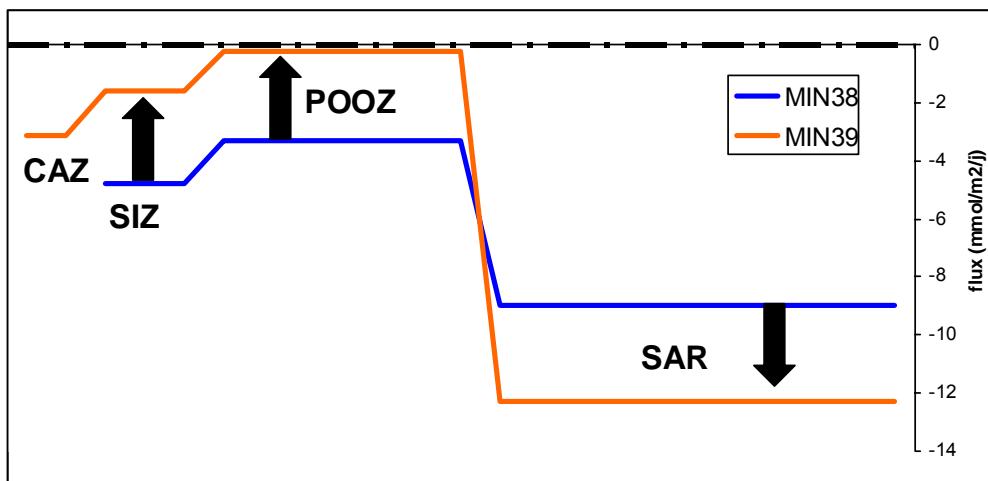


Figure A.7 Schéma conceptuel des flux dans la SAR, la POOZ, la SIZ et la CAZ en octobre 1996 (MIN38) et février 1997 (MIN39).

		SST (°C)	écart type	ND	Chloro-a (µg/L)	écart type	ND	$\Delta f\text{CO}_2$ (µatm)	écart type	ND	Flux (mmol/m ² /j)
MIN38	SAR	7,9	3,1	531	0,12	0,07	33	-13,6	10	522	-9
	POOZ	0,9	1,1	411	0,09	0,02	21	-4,6	9	400	-3,3
	SIZ	-0,3	0,8	131	0,4	0,93	37	-8,3	6	129	-4,8
MIN39	SAR	11	2,5	581	0,35	0,3	29	-34,3	37	555	-12,3
	POOZ	4,7	0,6	424	0,06	0,02	21	-0,5	5	402	-0,3
	SIZ	2,9	0,5	204	0,26	0,24	10	-6,4	15	193	-1,6
	CAZ	0	1	127	0,31	0,18	7	-6,4	20	118	-3,1

Tableau A.2 Valeurs des flux, SST, $\Delta f\text{CO}_2$ et concentrations de chlorophylle-a moyens sur chacune des zones, SAR, POOZ, SIZ et CAZ pour le printemps 1996 (MIN38) et l'été 1997 (MIN39) (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

En conclusion, les variations saisonnières de 1996/97 des différents paramètres du cycle du carbone et associés à ce cycle sont cohérentes avec celles observées lors d'études antérieures. Une telle cohérence semble indiquer qu'à l'échelle du mois, de l'année voire de la décennie, la distribution spatiale de $f\text{CO}_2$ dans l'eau de surface conserve qualitativement des structures spécifiques qui sont certainement gouvernées par des processus à grande échelle et permanents. En conséquence cette année est proposée comme étant une année de "référence" dans la suite de l'étude.

B. Confrontation avec la climatologie de Takahashi et al. et un modèle d'inversion atmosphérique

Dans cette partie, une confrontation des mesures de $f\text{CO}_2$ des deux campagnes MINERVE de 1996/97 avec les données de $p\text{CO}_2$ climatologiques mensuelles de Takahashi *et al.*, 2002 est effectuée. Puis une comparaison directe entre les flux de CO_2 , calculés à partir de mesures *in-situ* et issus d'un modèle d'inversion atmosphérique, est réalisée et présentée pour la première fois dans ce secteur de l'océan austral.

B.1. Comparaison avec les $p\text{CO}_2$ de la climatologie de Takahashi et al., 2002

Une distribution climatologique mensuelle moyenne de la $p\text{CO}_2$ de surface de l'océan mondial d'une résolution spatiale de $4^\circ \times 5^\circ$ a été établie pour l'année de référence 1995 par Takahashi *et al.* (2002). Les mesures de MINERVE 1996/97 ne font pas partie des 940.000 mesures (mesures hors années d'évènement El Niño) acquises depuis l'Année Géophysique Internationale 1956/59 à partir desquelles les cartes ont été construites. Cette climatologie a permis d'avoir une vision globale des variations saisonnières de la distribution du CO_2 en surface. Par exemple, dans les régions polaires et subpolaires, de fortes amplitudes saisonnières de $p\text{CO}_2$ sont observées (atteignant $215\mu\text{atm}$) avec des $p\text{CO}_2$ maximum en hiver et minimum en été. Selon Takahashi *et al.* de telles amplitudes seraient le résultat de la diminution de $p\text{CO}_2$ due à l'effet de la pompe biologique en été et à l'augmentation de $p\text{CO}_2$ en hiver due au mélange vertical avec les eaux de subsurface riches en CO_2 . Cependant, à la frontière entre les eaux chaudes subtropicales et les eaux froides subpolaires de l'océan Austral, les effets de la température et de la pompe biologique s'annulent presque ce qui entraîne probablement des variations saisonnières de $p\text{CO}_2$ faibles. Grâce à la climatologie de $p\text{CO}_2$ océanique de surface qu'ils ont établies, Takahashi *et al.* ont pu également calculer des flux et réaliser une carte de distribution des flux moyen pour l'océan mondial. Ainsi la bande de latitude comprise entre 40 et 60° de latitude pour les deux hémisphères se présente comme étant un puits majeur de CO_2 atmosphérique, l'intensité des vents dans ces régions où $p\text{CO}_2$ est faible en surface, intensifiant le pompage de CO_2 .

Remarque liminaire :

Dans notre étude, les données de CO₂ proposées sont des fugacités de CO₂, la fugacité tenant compte de la non idéalité du gaz CO₂. Numériquement $p\text{CO}_2$ et $f\text{CO}_2$ sont équivalents. En effet, les calculs effectués sur l'ensemble des données d'une de nos campagnes (R0 en 2002) ont montré que la différence moyenne entre $p\text{CO}_2$ et $f\text{CO}_2$ est de 1,9µatm avec un écart type de 0,4µatm ce qui représente moins de 0,5% d'erreur, calculs réalisés avec 11.837 mesures. La différence augmente du nord (minimum de 1,2µatm) au sud de la radiale Hobart-DDU (maximum de 2,5µatm). En conséquence, les valeurs de $p\text{CO}_2$ et $f\text{CO}_2$ seront considérées comme égales, un jeu de données de $p\text{CO}_2$ et un de $f\text{CO}_2$ pourront ainsi être comparés. Les $p\text{CO}_2$ provenant de la climatologie de Takahashi *et al.* notées $(p\text{CO}_2)_{\text{taka}}$ et les données de $f\text{CO}_2$ des campagnes MINERVE seront donc comparées.

Avant toute comparaison, les $f\text{CO}_2$ des campagnes MINERVE sont "référencées" à l'année de référence 1995 choisie par Takahashi *et al.* suivant leur approche. Cette dernière suppose que les $f\text{CO}_2$ au nord de 50°S doivent être corrigées de l'accroissement annuel du CO₂ d'origine anthropique (1,5ppm/an) et que les données au sud de 50°S ne nécessitent pas de corrections. Ces données étant principalement des données recueillies dans les années 90, proche de 1995, la différence entre les $f\text{CO}_2$ au sud de 50°S "référencées" et "non-référencées" serait peu visible. Dans la présente étude la correction s'avère être inutile pour les mêmes raisons, les campagnes MINERVE se déroulant en 1996 et 1997, à seulement une ou deux années d'écart de 1995. Les $f\text{CO}_2$ sont donc "référencées" selon l'approche de Takahashi *et al.*. Ce jeu de données est noté $(f\text{CO}_2)_{\text{MINcorr}>@50^\circ\text{S}}$. Cependant la correction des $p/f\text{CO}_2$ au sud de 50°S paraît théoriquement et pratiquement importante si la comparaison entre les $(p\text{CO}_2)_{\text{taka}}$ et $p/f\text{CO}_2$ mesurées dans les années 1980 ou 2000 voulait (devait) être réalisées. Des études japonaises réalisées dans notre secteur d'étude, ont montrées que la $p\text{CO}_2$ océanique avait augmenté sur le long terme du fait de l'augmentation du pompage de CO₂ anthropique (Inoue et Ishii, 2005).

Sur la Figure B.1 sont représentés les $p/f\text{CO}_2$ moyennés en fonction de la latitude pour les deux jeux de données, climatologiques $(p\text{CO}_2)_{\text{taka}}$ et les données de MINERVE $(f\text{CO}_2)_{\text{MINcorr}>@50^\circ\text{S}}$. Les données de MINERVE sont moyennées sur les plages de latitude proposées par la méthode d'extrapolation de Takahashi (i.e. 42-

46°S, 46-50°S, 50-54°S, 54-58°S, 58-62°S et 62-66°S). Le trajet "Hobart-DDU" (aller) et le trajet "DDU-Hobart" (retour) d'une même campagne sont séparés. Les dates des trajets des deux campagnes sont rapportées dans le Tableau B.1.

Campagnes :	MIN38 Hobart-DDU	MIN38 DDU-Hobart	MIN39 Hobart-DDU	MIN39 DDU-Hobart
Dates :	21-26 octobre	18-23 novembre	02-08 février	12-17 février

Tableau B.1 Dates des "aller et retour" des deux campagnes MINERVE d'octobre-novembre 1996 et février 1997.

Les variations latitudinales des $(pCO_2)_{taka}$ et des $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ ont globalement le même sens de variation, quel que soit le mois d'observation. Les jeux de données sont en bon accord, en particulier au mois d'octobre où la cohérence est presque parfaite. Au mois d'octobre, les $(pCO_2)_{taka}$ et $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ sont confondues sur l'ensemble de la radiale, la moyenne sur la radiale des différences étant de 0,1µatm. Seules les valeurs de $(pCO_2)_{taka}$ et $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ à 52°S s'éloignent de 5,2µatm. Toutefois, les comparaisons proposées pour les mois de novembre et février diffèrent :

Au mois de novembre, les $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ sont supérieures aux $(pCO_2)_{taka}$ sur l'ensemble de la radiale de 10,9µatm en moyenne. A 56 et 60°S, les $(pCO_2)_{taka}$ et $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ s'écartent respectivement de 20,8 et 19µatm .

Au mois de février, les $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ et $(pCO_2)_{taka}$ sont plus éloignés, la cohérence semble légèrement plus chaotique, la moyenne sur la radiale de l'aller et du retour des différences entre $(pCO_2)_{taka}$ et $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ étant de 8,1µatm.

Globalement les $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ sont inférieures aux $(pCO_2)_{taka}$ sauf à 52°S où la $(fCO_2)_{MINcorr>@50^\circ S}$ est supérieure à la $(pCO_2)_{taka}$ de 28,2µatm. Il est possible que cette différence entre données climatologiques et observées à 52°S soit causée par la présence du front polaire entre 50 et 54°S dont la grande variabilité, notamment en été, pourrait induire des variations de CO₂ difficilement reproduite dans la climatologie.

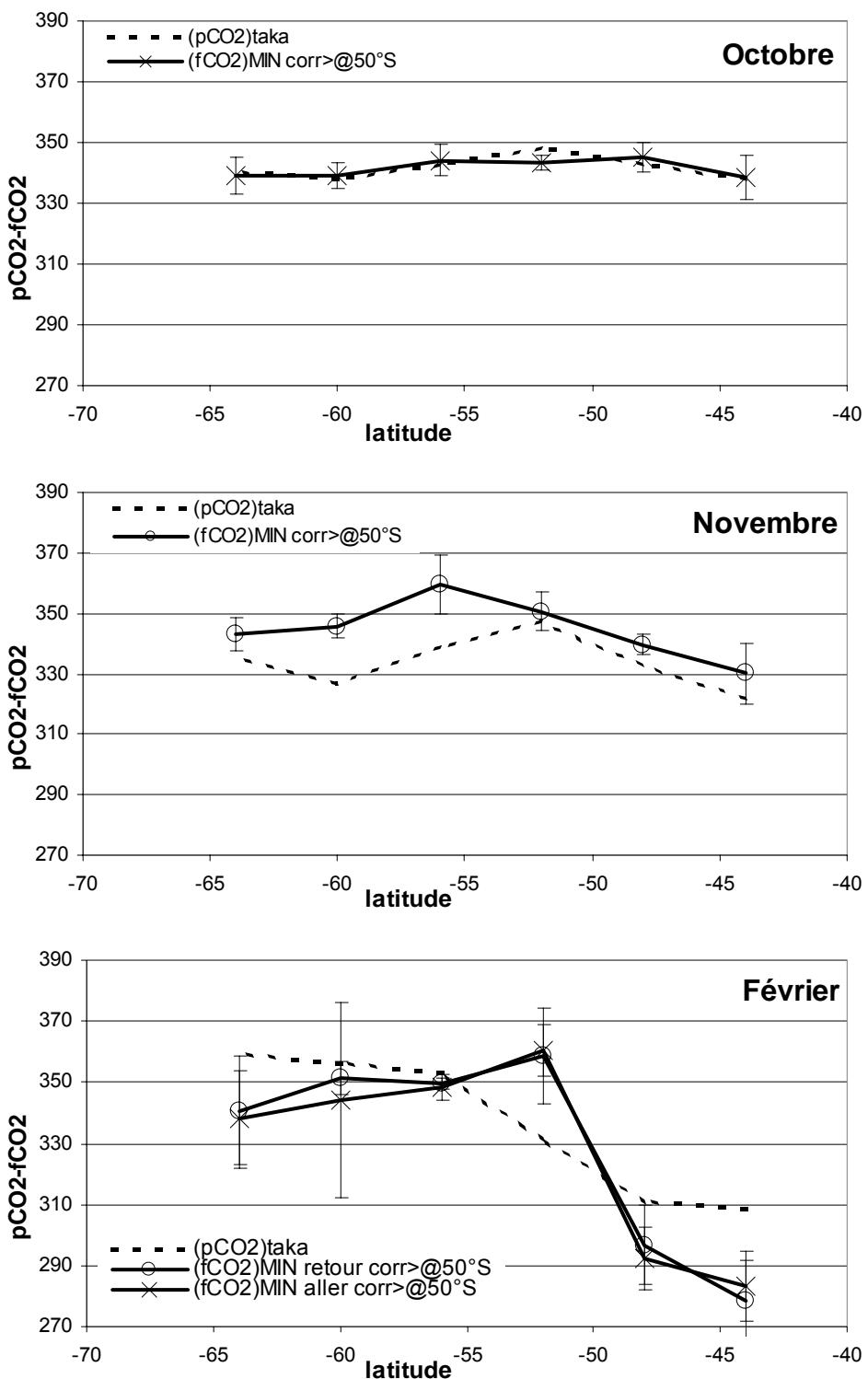


Figure B.1 Distributions des $p\text{CO}_2$ climatologiques et des $f\text{CO}_2$ de MINERVE 1996/97 moyennées, en fonction de la latitude.

En conclusion, les variations saisonnières de 1996/97 étaient proposées comme étant celles d'une année prise comme "référence" pour la suite de l'étude. La confrontation cohérente avec les $p\text{CO}_2$ climatologiques de Takahashi *et al.* permet de renforcer cette hypothèse de travail. De plus la bonne cohérence observée précédemment suggère que l'utilisation de la climatologie de Takahashi dans cette région pourrait être une fonction d'entrée tout à fait satisfaisante pour les modèles climatiques, notamment pour le modèle d'inversion atmosphérique de Bousquet. Confrontons donc nos données du cycle du carbone avec les sorties du modèle afin de valider (ou invalider) de façon liminaire, cette utilisation de la climatologie.

B.2. Comparaison avec les flux de CO₂ issus du modèle d'inversion atmosphérique du projet FLAMENCO2

Un des objectifs généraux du projet FLAMENCO2/PROOF (FLux Air-Mer EN CO₂) est d'observer et de comprendre les variations saisonnières, interannuelles et décennales du cycle du CO₂ océanique et des échanges air-mer de CO₂ associés, dans différentes régions océaniques. Afin d'améliorer la connaissance des flux air-mer, des mesures océaniques et atmosphériques, des inversions atmosphériques et des mesures satellitaires sont couplées. En effet, les informations concernant les sources et puits de carbone régionaux et leurs incertitudes, peuvent être dérivées des variations de concentration de CO₂ atmosphérique observées, grâce à la modélisation inverse intégrant un modèle de transport de traceurs atmosphériques. Dans l'approche inverse "top-down", les mesures de CO₂ atmosphérique sont combinées avec une connaissance préalable des distributions spatio-temporelles des flux de surface régionaux provenant de différentes études, dont pour les océans, la climatologie des flux nets de CO₂ établie par Takahashi *et al.* (Bousquet *et al.*, 2000; Gurney *et al.*, 2002; Rödenbeck *et al.*, 2003).

Les flux estimés par le modèle d'inversion atmosphérique présentés dans notre étude utilisent le modèle de transport LMDZt développé au LMD/IPSL, ce dernier permettant une grande souplesse dans la définition des régions océaniques résolues par l'inversion. La climatologie de Takahashi *et al.* (2002) est utilisée comme

distribution des flux net de CO₂ de surface régionaux océaniques. Le modèle inverse de FLAMENCO2 utilisé ici, établit les flux nets de CO₂ chaque mois de 1983 à 2001 sur 21 ‘boîtes’ océaniques dont 4 au sud de 50°S (Figure B.2). Les flux estimés par le modèle pour cette comparaison, nous ont été fournis par P. Bousquet du LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement).

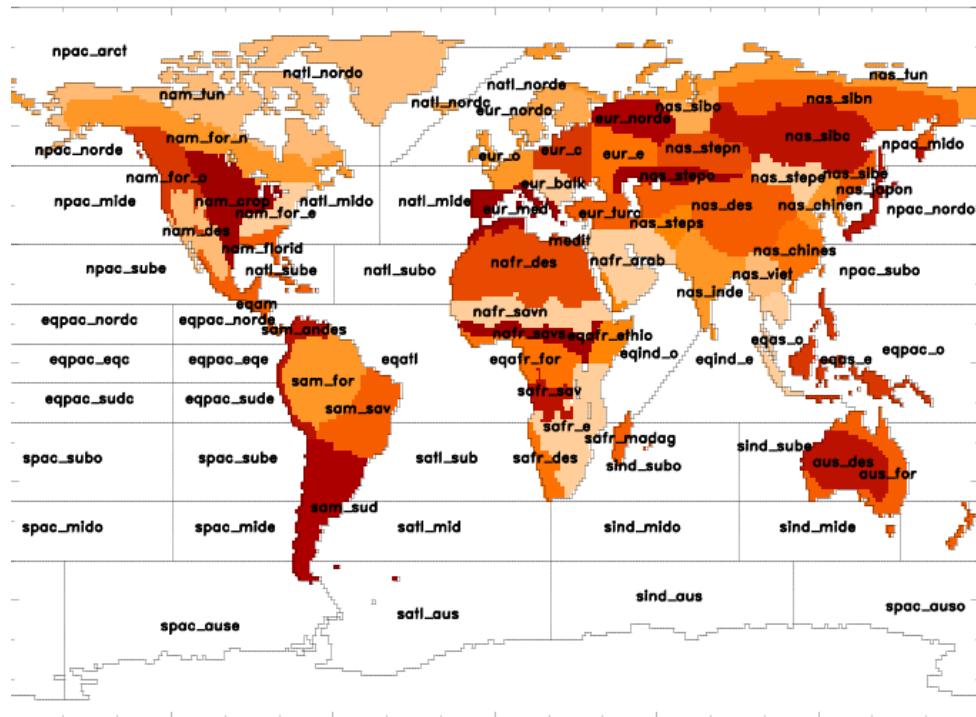


Figure B.2 Découpage en "boîte" utilisé dans le modèle d'inversion atmosphérique.

De façon globale, au niveau de la variabilité interannuelle, le modèle d'inversion atmosphérique montre que l'océan Austral, toute boîte confondue, est généralement un puits de CO₂ (-0,15GtC/an en moyenne), la zone puits étant principalement le pacifique austral sur sa partie ouest (Figure B.3). Une tendance, par exemple une augmentation du puits de CO₂ océanique dans la variabilité interannuelle, n'est pas aisément observable.

Dans la partie A, les flux de CO₂ d'octobre 1996 et février 1997 ont été calculés et présentés. Cette première évaluation des flux saisonniers dans l'océan Austral, non utilisés pour contraindre les inversions, peut ainsi être comparée avec les flux déduits du modèle d'inversion atmosphérique du projet FLAMENCO2. Mais afin d'être comparés aux flux mensuels évalués par le modèle d'inversion pour la zone notée "Austral Pacifique Ouest" (secteur 110°E-160°W), les flux de CO₂ moyens calculés

dans la POOZ, la SIZ et la CAZ des campagnes MINERVE, proposés précédemment en mmol/m²/j (Tableau A.2) sont moyennés de façon pondérée selon l'étendue de la zone. Les flux moyens sont ensuite extrapolés en flux mensuels à l'échelle de la zone en question. Les flux océaniques observés et issus du modèle sont ainsi dans la même unité, en GtC/mois.

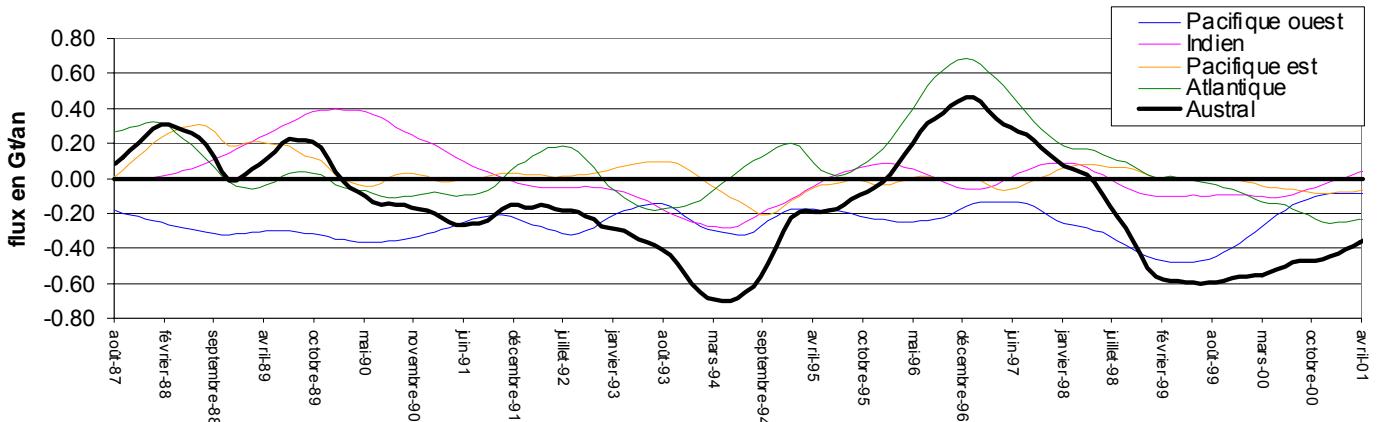


Figure B.3 Distribution des flux annuels estimés dans les régions Austral Pacifique Ouest, Est, Indien et Atlantique, ainsi que sur l'océan Austral (sud de 50°S) global à partir du modèle d'inversion atmosphérique. Les flux ont été désaisonnalisés.

Les flux de CO₂ mensuels moyens estimés par le modèle d'inversion de 1987 à 2001 pour la région pacifique ouest sont présentés Figure B.4. Globalement la région pacifique ouest est un puits de CO₂ atmosphérique toute l'année, présentant une faible saisonnalité. En été, avec un minimum en février, le puits est plus important qu'en hiver, malgré une légère baisse en août. En 2003, Roy *et al.* présentaient une saisonnalité également estimée par un modèle d'inversion atmosphérique dans l'océan Austral de 1991 à 1997, assez voisine: un puits est estimé en été austral, avec un minimum en février et un puits plus faible en hiver mais une source en automne (Roy *et al.*, 2003). Toutefois, les deux saisonnalités moyennes proposées par Roy *et al.* et par le modèle de Bousquet indiquent que le flux de CO₂ est moins négatif en octobre qu'en février. En 1996/97, l'inverse est observé : les flux d'octobre 1996, estimés par le modèle inverse ainsi que par les observations, sont inférieurs aux flux de février 1997. En revanche, si le flux moyen et les flux issus des observations et du modèle sont voisins en octobre 1996, ce n'est pas le cas pour le mois de février 1997. Les flux estimés à partir du modèle et des observations sont supérieurs au flux mensuel moyen.

En ce qui concerne la saisonnalité en hiver, de plus en plus d'études, exploitant des données récoltées en hiver austral, suggèrent que l'océan Austral est une source de CO₂ en hiver. Notamment une étude menée dans le secteur ouest de l'océan Indien au sud de 50°S qui montre que la variabilité saisonnière de *p*CO₂ y est grande (Metzl *et al.*, 2001; 2004). Ainsi la saisonnalité moyenne observée Figure B.4 dans la région pacifique ouest semble être légèrement éloigner des résultats obtenus récemment, probablement par manque de données en hiver austral pour contraindre le modèle.

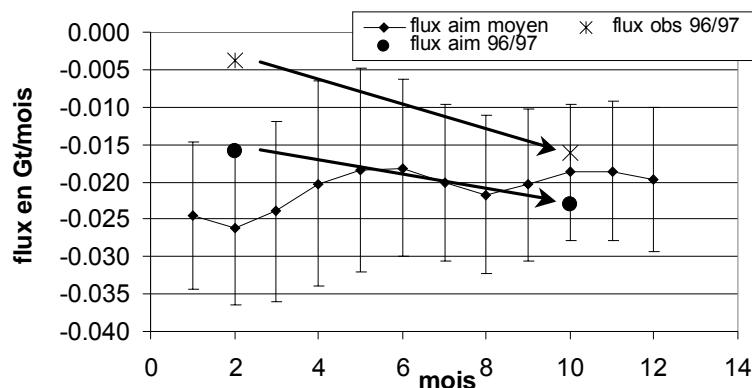


Figure B.4 Flux saisonniers estimés par le modèle inverse estimés dans la région Austral Pacifique Ouest et flux inverses et observés en octobre 1996 et février 1997.

La Figure B.5 présente la distribution des flux mensuels estimés dans la région austral pacifique ouest par le modèle d'inversion atmosphérique entre 1987 et 2001 et les flux pour la même région issus des observations *in situ* de MIN38 et MIN39. Elle suggère que les flux air-mer estimés par le modèle varient entre un maximum de 1.10^{-2} GtC/mois et un minimum de -5.10^{-2} GtC/mois, représentant des valeurs现实的. Cette zone semble être presque toujours puits de 1987 à 2001 sauf en automne 1997 et au printemps 2000.

Pour 1996/97, les distributions des deux "types" de flux présentent un puits de CO₂ atmosphérique modéré entre $-2.3.10^{-2}$ et $-0.4.10^{-2}$ GtC/mois, les flux de CO₂ estimés par les observations étant moins forts que ceux estimés par la modélisation. Les deux méthodologies de calcul de flux sont cohérentes quant à la variation saisonnière du puits entre printemps et été. Le flux est plus important en octobre qu'en février, de $-1.6.10^{-2}$ GtC/mois à $-0.4.10^{-2}$ GtC/mois respectivement pour les flux observés et de $-2.3.10^{-2}$ GtC/mois à $-1.6.10^{-2}$ GtC/mois respectivement pour les flux estimés par modélisation. Une cohérence est également observable au niveau de

l'amplitude saisonnière, les augmentations du flux d'octobre 1996 à février 1997 sont du même ordre de grandeur, $1,1 \cdot 10^{-2}$ GtC/mois pour les flux issus des observations et $0,7 \cdot 10^{-2}$ GtC/mois pour les flux issus de la modélisation. On notera cependant que si pour le mois d'octobre la différence entre les deux estimations du flux est de $0,7 \cdot 10^{-2}$ GtC/mois, au pire inférieure de moitié par rapport à la taille du puits estimé, il n'en est pas de même pour le mois de février où la différence est de $1,2 \cdot 10^{-2}$ GtC/mois, ce qui est tout à fait de l'ordre de grandeur du flux estimé cette fois.

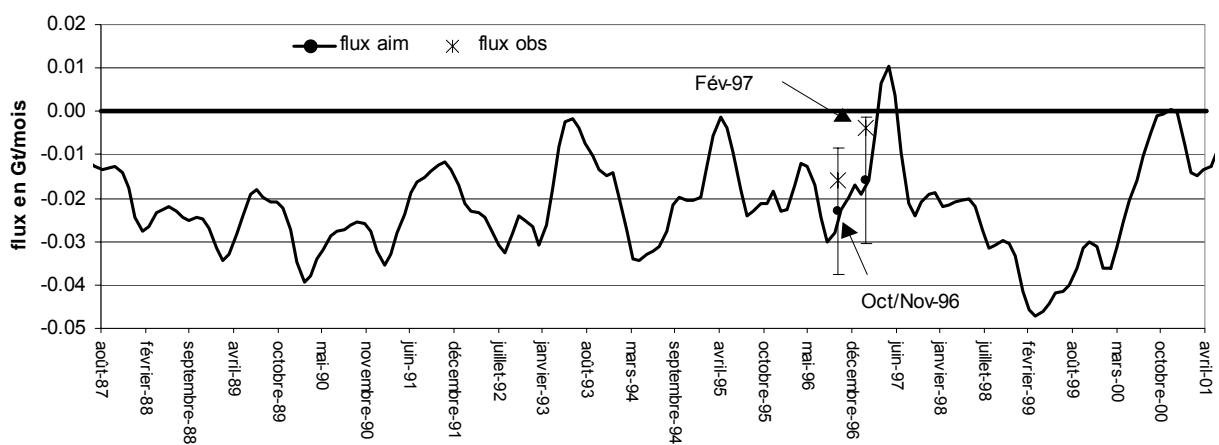


Figure B.5 Distribution des flux mensuels estimés dans la région austral pacifique ouest (11,79 millions de km²) à partir du modèle d'inversion atmosphérique et des observations *in situ* de MIN38 et MIN39 (L'écart-type associé aux valeurs de flux issus du modèle est de 0,015GtC/mois).

Cette différence entre les valeurs des flux calculés et estimés pourrait provenir du fait de l'utilisation dans le modèle atmosphérique de la climatologie de Takahashi de 2002 non révisée où les valeurs de flux obtenus sont environ 30% plus basses que les valeurs de flux publiées en 2002 (vents à 40m contre vents à 10m de hauteur). Ainsi les cartes révisées de flux extrapolé présenteraient un puits moins important dans l'océan Austral et par conséquent le puits estimé par le modèle inverse serait lui aussi moins intense, probablement plus proche des flux calculés à partir des observations.

De la présente comparaison les flux locaux des campagnes MINERVE 1996/97 extrapolés à la zone austral pacifique ouest (au sud de 50°S) présentent un bon accord avec les flux issus du modèle d'inversion atmosphérique de Bousquet. Jusqu'à récemment, l'océan Austral ne faisait pas partie des zones dans lesquelles une comparaison directe entre les flux océaniques estimés par les modèles

d'inversion atmosphérique et ceux estimés des observations *in situ* ait pu être ainsi réalisée, seule la zone pacifique équatoriale (enrichie d'année en année d'observations *in-situ*) et, dans une moindre mesure, les zones atlantique et pacifique nord subtropicales (stations BATS et HOT) avaient fait l'objet d'études plus poussées de comparaison (Peylin *et al.*, 2005). Or récemment au niveau du secteur indien de l'océan Austral au sud de 50°S, Metzl *et al.* ont montré que les flux issus des observations (5 mesures) et de la modélisation inverse étaient cohérents et assez proche en valeur (sauf en janvier 1998). Une relative stabilité du flux entre 1999 et 2001 puis une diminution du puits océanique fin 2001 début 2002 ont été rapportées (Metzl, 2004).

En conclusion, le cycle saisonnier printemps-été des $f\text{CO}_2$ dans l'océan Austral au sud de la Tasmanie présente les variations suivantes : La SAR présente un puits de CO_2 vis-à-vis de l'atmosphère qui s'intensifie entre octobre et février. La POOZ, aux propriétés homogènes, est un puits de CO_2 faible en octobre et à l'équilibre en février. Et au sud de 62°S, un puits, plus intense en octobre qu'en février est observé. Ce cycle saisonnier semble être en accord avec les $p\text{CO}_2$ proposées par la climatologie de Takahashi *et al.* (2002) et les flux de CO_2 à l'interface air-mer déduit de notre étude semble être en phase avec les résultats du modèle d'inversion atmosphérique. Une convergence des informations est donc observable en 1996/97 dans l'océan Austral au sud de la Tasmanie. Cependant les variations saisonnières en $f\text{CO}_2$ peuvent être différentes d'une année sur l'autre, comme le prouve l'année 2002/03 qui présente des variations particulières.

CHAPITRE III. VARIATIONS SAISONNIERES EN 2002/2003 : ANNEE "ATYPIQUE"

Les 8 aller-retour des campagnes MINERVE et OISO réalisés entre octobre 2002 et mars 2003 ont permis de récolter des données de paramètres hydrologiques (SST et SSS), biogéochimiques (phosphates, nitrates et nitrites, silicates, pigments et chlorophylle-a *in situ*), ainsi que des paramètres liés au système du carbone (CT et $f\text{CO}_2$). Les concentrations de chlorophylle-a fournies par le satellite SeaWiFS viennent compléter ce jeu de données. Dans ce chapitre sont présentées les variations de CO_2 et des paramètres associés, à l'échelle saisonnière pour l'année 2002/03, ainsi que les variations de flux de CO_2 établies par zone.

A. *Distribution des paramètres hydrologiques*

Les 4 campagnes du printemps 2002 et de l'été 2003 se sont déroulées entre le 16 octobre 2002 et le 4 mars 2003 ; les dates précises de chacune d'entre elles se trouvent répertoriées dans le Tableau A.1. La Figure A.1 rappelle la latitude à laquelle se trouvaient les navires à une date donnée. Les positions complètes des campagnes, latitude et longitude, sont représentées sur la Figure A.2. Dans la description des paramètres présentés dans ce chapitre, les noms des campagnes, R0, R2, OISO10 et R4, seront utilisés.

Programme	Nom de la campagne	Dates
MINERVE	R0	16 octobre 2002 - 03 novembre 2002
MINERVE	R2	29 décembre 2002 - 27 janvier 2003
OISO	OISO10	23 janvier 2003 - 17 février 2003
MINERVE	R4	19 février 2003 - 04 mars 2003

Tableau A.1 Dates des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

Le suivi continu de la température et de la salinité de l'eau de surface réalisé pendant les campagnes (Figure A.3), ont permis de localiser les principaux fronts selon les définitions rapportées par Chaigneau et Morrow (2002), rappelées au

Chapitre II. La position des fronts lors de chaque campagne est présentée dans le Tableau A.2.

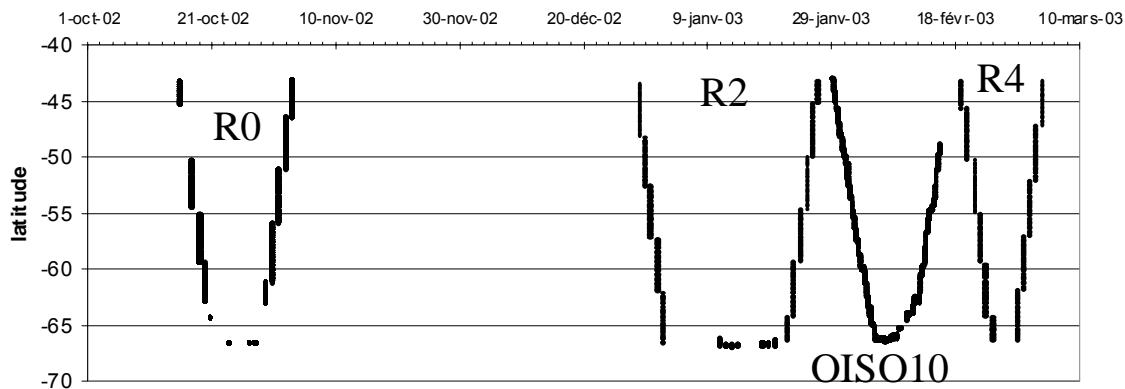


Figure A.1 Trajets des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10 effectués sur la radiale Hobart-Dumont D'Urville en fonction du temps.

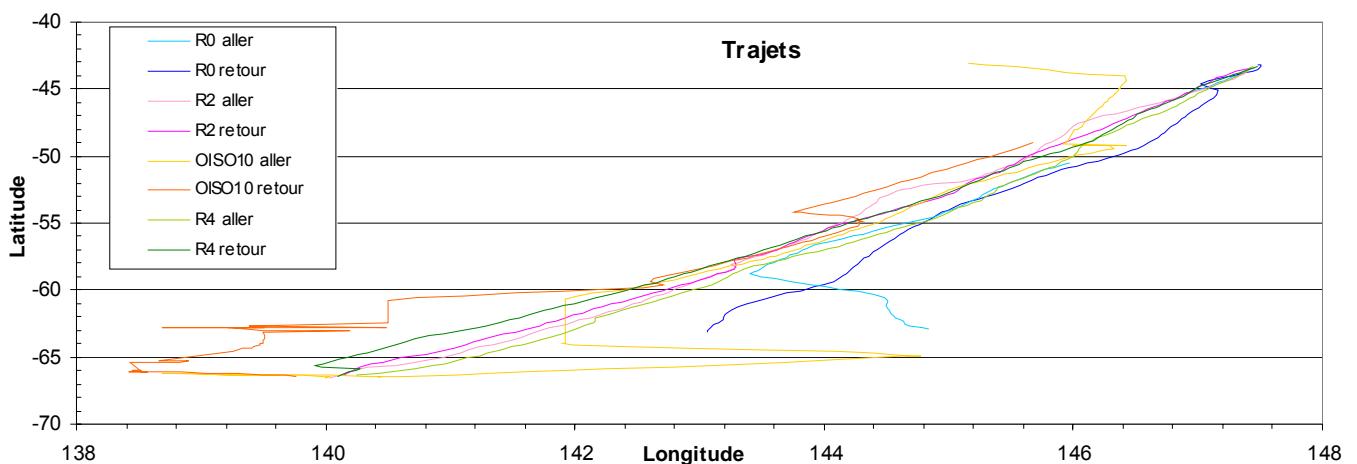


Figure A.2 Trajets des 4 campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. Les aller et retour de chaque rotation sont distingués par une nuance de ton dans la même couleur.

Campagnes	R0	R2	OISO10	R4
Fronts :				
Front subtropical STF	46,5°S	47°S	46,5°S	46,5°S
Front sub-antarctique SAF	49,5°S	49,5°S	51°S	49,5°S
Front Polaire PF	53°S	53°S	52,5°S	52,5°S

Tableau A.2 Récapitulatif des positions des principaux fronts rencontrés lors des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

En hiver 2002, la limite maximale d'extension des glaces se situe à 61,5°S et la frontière sud de l'ACC (SB) est positionnée à 64,5°S, comme décrit dans le chapitre précédent.

La fourchette étroite de latitude dans laquelle se positionne chacun des fronts permet de proposer la distribution zonale suivante de notre zone d'étude, commune aux quatre campagnes :

- La SAR s'étend de Hobart (43°S) au front polaire ($52,5^{\circ}\text{S}$)
- La POOZ de $52,5^{\circ}\text{S}$ à la WIC ($61,5^{\circ}\text{S}$)
- La SIZ de $61,5^{\circ}\text{S}$ à la SB ($64,5^{\circ}\text{S}$)
- La CAZ de $64,5^{\circ}\text{S}$ au continent Antarctique (67°S)

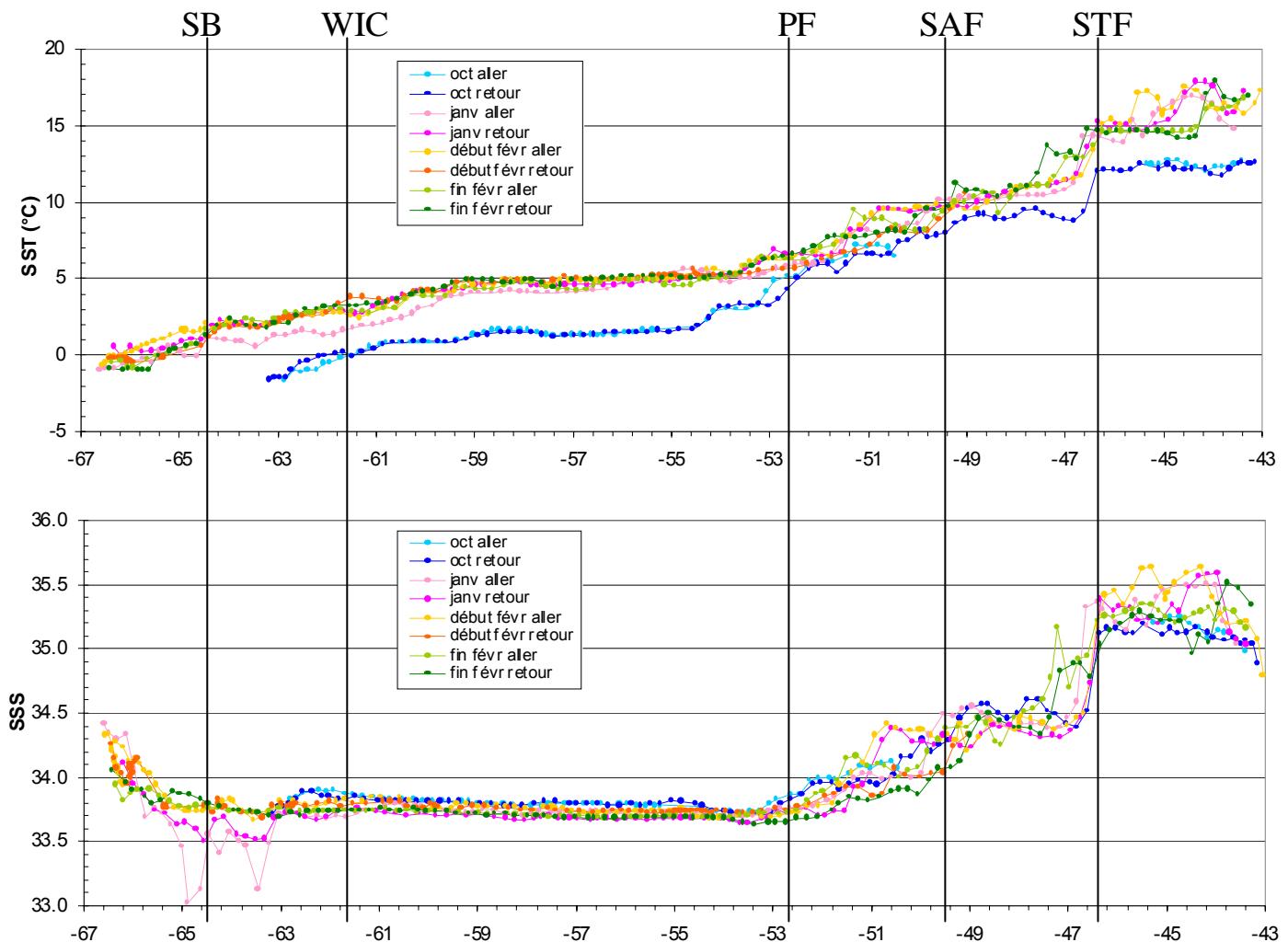


Figure A.3 Distribution des SSS et SST en fonction de la latitude, des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

La distribution des SST en fonction de la latitude lors des 4 campagnes permet de visualiser le cycle saisonnier de réchauffement. Les SST mesurées pendant MINERVE R2, R4 et OISO10, donc essentiellement pendant les mois de janvier et février, sont très proches sur l'ensemble de la radiale et supérieures de 3 à 4°C aux

SST mesurées en octobre. De même qu'en 1996/97, l'augmentation saisonnière de SST en 2002/03 est légèrement supérieure à celle observée par Chaigneau et Morrow (2002). Seules les zones comprises entre le front subtropical STF et le front polaire PF (SAZ et PFZ) présentent des SST printanières plus faibles mais très voisines des SST estivales. En 2002/03 une anomalie positive de SST de 0,5 à 1°C était également remarquée sur l'ensemble du secteur. Les conséquences de cette anomalie sur les variations de CO₂ seront étudiées plus en détail dans le dernier chapitre.

En ce qui concerne les SSS, les valeurs et les variations du nord au sud de la radiale sont semblables quelle que soit la campagne d'octobre 2002 à février 2003. Une légère anomalie négative estivale, présente entre 53 et 64°S, est observée en 2003, comme en 1997. Cependant au nord de la section, 43-47°S, les SSS varient entre 35 et 35,5 environ en 2002/03 alors qu'elles varient dans une fourchette de valeurs plus faibles (34,5-35) en 1996/97. En conséquence, le saut de SSS observé au niveau du front subtropical STF se trouve être de plus grande amplitude en 2002/03 qu'en 1996/97. La STZ au sud de la Tasmanie étant influencée par les eaux chaudes et salées apportées par le courant de Leeuwin et par le courant Est Australien, il est possible que l'influence des ces eaux puisse avoir été plus importante, les courants plus forts, en 2002/03 qu'en 1996/97. Cette différence de salinité de surface pourrait également s'expliquer par la combinaison d'une SST plus chaude en 2002/03 dans cette zone entre 0,5°C et 1,5°C, selon les mois, et d'un vent légèrement plus fort de quelques m/s favorisant une augmentation de l'évaporation. D'autre part les précipitations sont légèrement plus faibles au printemps-été 2002/03 qu'en 1996/97 (<http://earthobservatory.nasa.gov/Observatory/>). L'augmentation de l'évaporation et la diminution des précipitations expliquent sans doute la présence d'une SSS plus importante en 2002/03 qu'en 1996/97.

Au sud de 63°S, la SSS est relativement faible en janvier 2003 avec des valeurs pouvant atteindre jusqu'à 33. A cette époque la glace de mer est fondu, mais les eaux croisées ont pu être rafraîchies par la présence de pack dérivant jusqu'à ces latitudes ou par la proximité d'icebergs.

En conclusion, la SST en 2002/03 est plus chaude de 0,5 à 1°C sur l'ensemble du secteur et la SSS est assez voisine de la climatologie. L'hydrologie de la région servira à expliquer les distributions et variations de ΔfCO₂ et

des paramètres biogéochimiques (CTn, chlorophylle-a *in situ* et satellites, nutriments), présentées par zone dans la suite du chapitre.

B. Distribution des paramètres biogéochimiques, de ΔfCO_2 et des flux de CO₂ dans la SAR

Les variations de ΔfCO_2 et de chlorophylle-a en fonction de la latitude sont présentées sur l'ensemble de la radiale (Figure B.1). Les 4 campagnes de 2002/03 sont représentées sur chaque graphique, le trajet aller étant différencié du trajet retour.

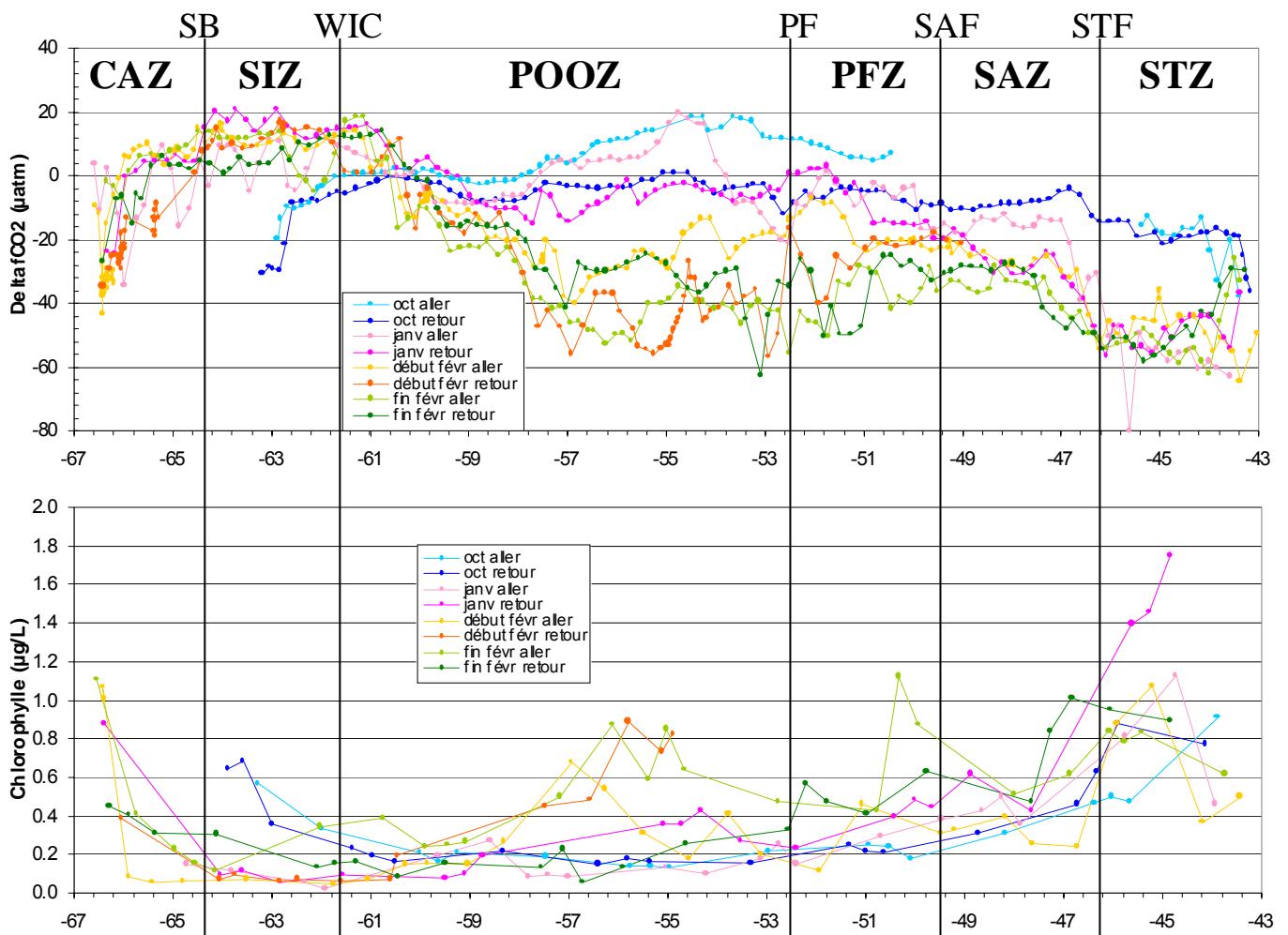


Figure B.1 Distribution de ΔfCO_2 et de chlorophylle-a *in situ* des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10 en fonction de la latitude.

Sur l'étendue de la SAR, l'océan est sous-saturé en CO₂ par rapport à l'atmosphère, d'octobre 2002 à mars 2003, globalement. La sous-saturation des eaux de surface augmente du printemps à la fin de l'été. Du nord au sud, $\Delta f\text{CO}_2$ varie progressivement de $-25\mu\text{atm}$ à $0\mu\text{atm}$ approximativement au printemps 2002 et de $-50\mu\text{atm}$ à $-20\mu\text{atm}$ en moyenne pour l'été 2003. Seul le trajet aller de R0, en octobre, a permis de mesurer une sur-saturation en CO₂ dans la partie sud de la SAR, la PFZ. Les 3 zones qui composent la SAR, se distinguent par la distribution de SST et SSS mais aussi par les variations de $\Delta f\text{CO}_2$: quel que soit le mois, la sous-saturation des eaux de surface en CO₂ diminue du nord au sud, la plus forte sous-saturation se trouvant dans la STZ. Une telle distribution est habituellement rencontrée en été dans cette région (Inoue et Ishii, 2005). Les valeurs de $\Delta f\text{CO}_2$ moyennées pour chacune des 3 zones en janvier sont dans la gamme des valeurs historiques rassemblées dans le tableau D.2, Chapitre I : $-50\mu\text{atm}$ pour la STZ, $-30\mu\text{atm}$ pour la SAZ et $-10\mu\text{atm}$ pour la PFZ. De plus, l'évolution temporelle de $\Delta f\text{CO}_2$ de chacune des zones est semblable mais l'amplitude de variation est différente : Dans la STZ, $\Delta f\text{CO}_2$ est minimum dès la fin décembre-janvier R2 (autour de $-50\mu\text{atm}$), et les 2 campagnes de février OISO10 et R4 présentent des $\Delta f\text{CO}_2$ très proches. Dans la SAZ, la diminution est plus progressive : à l'aller de R2, fin décembre, $\Delta f\text{CO}_2$ est proche du $\Delta f\text{CO}_2$ d'octobre R0, alors qu'au retour de R2, mi-janvier, $\Delta f\text{CO}_2$ est proche du $\Delta f\text{CO}_2$ de février. De façon encore plus nette, la PFZ présente une diminution temporelle du $\Delta f\text{CO}_2$ très progressive et continue (Figure B.2).

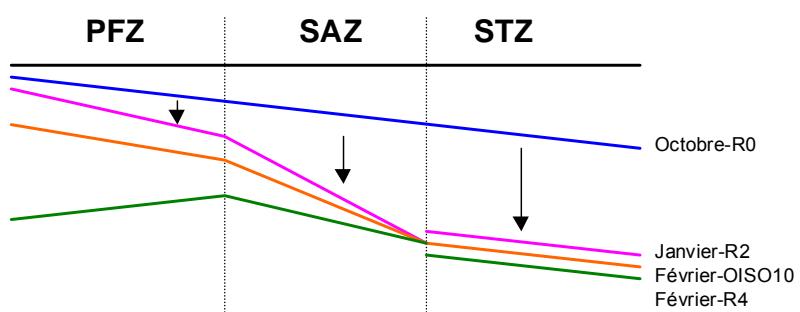


Figure B.2 Schéma représentant la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ au sein de la SAR au cours des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

Les $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs moyens sur la SAR suggèrent que cette région était un puits de CO₂ vis à vis de l'atmosphère au printemps 2002 et en été 2003. Les flux nets moyens calculés sont présentés dans le Tableau B.1. Le puits de CO₂ global,

s'intensifiant d'octobre à février, est contrôlé par l'accroissement de la biomasse, comme le suggère les concentrations en chlorophylle-a. Cette observation est en accord avec les études réalisées dans cette zone pour comprendre les processus à l'origine des variations de flux de CO₂ à l'interface air-mer (Metzl *et al.*, 1999; Popp *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005). Entre le printemps 2002 et l'été 2003, la SST a augmenté d'environ 2°C, ce qui aurait du entraîner une augmentation de fCO₂ de 31µatm selon la relation thermodynamique établie par Takahashi *et al.* (1993). Or fCO₂ diminue de 17µatm au lieu d'augmenter ; l'activité biologique est donc à l'origine de la diminution de 48µatm au total, annulant ainsi l'effet thermodynamique.

	SST (°C)	écart type	ND	Chloro-a (µg/L)	écart type	ND	ΔfCO ₂ (µatm)	écart type	ND	Flux (mmol/m ² /j)
R0	9,5	2,7	74	0,43	0,24	17	-10,6	11	74	-5,0
R2	11,5	3,5	92	0,63	0,46	19	-27,2	20	92	-15,4
OISO10	11,1	3,5	74	0,52	0,37	12	-31,2	13	74	-13,6
R4	11,8	3,1	94	0,68	0,23	20	-40,6	10	94	-17,7

Tableau B.1 Valeurs des flux, SST, ΔfCO₂ et concentrations de chlorophylle-a moyens sur la SAR pour les campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

Les données d'éléments nutritifs viennent confirmer l'augmentation saisonnière de l'activité biologique responsable des variations de CO₂, par leur distribution (Figure B.3 et Tableau B.2). Les concentrations en sels nutritifs et CTn augmentent du nord au sud de la SAR et les concentrations printanières sont supérieures aux concentrations estivales. Entre fin décembre-janvier (R2) et fin février (R4), aucune évolution temporelle des concentrations n'est significative, comme pour celles de ΔfCO₂ qui existent dans la PFZ par exemple.

	CTn (µmol/kg)	écart type	ND	Silicates (µM)	écart type	ND	Nitrates et nitrites (µM)	écart type	ND	Phosphates (µM)	écart type	ND
R0	2072	38	20	4,3	1,5	20	15,9	6,3	20	1,1	0,4	20
R2	2045	53	16	1,5	1,3	14	10,8	7,7	16	0,7	0,4	16
OISO10	2027	58	138	0,5	0,5	12	10,2	7,7	12	0,7	0,5	12
R4	2034	48	20	0,5	0,2	18	9,8	7,2	20	0,6	0,4	20

Tableau B.2 Valeurs des sels nutritifs et CTn moyens sur la SAR pour les campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

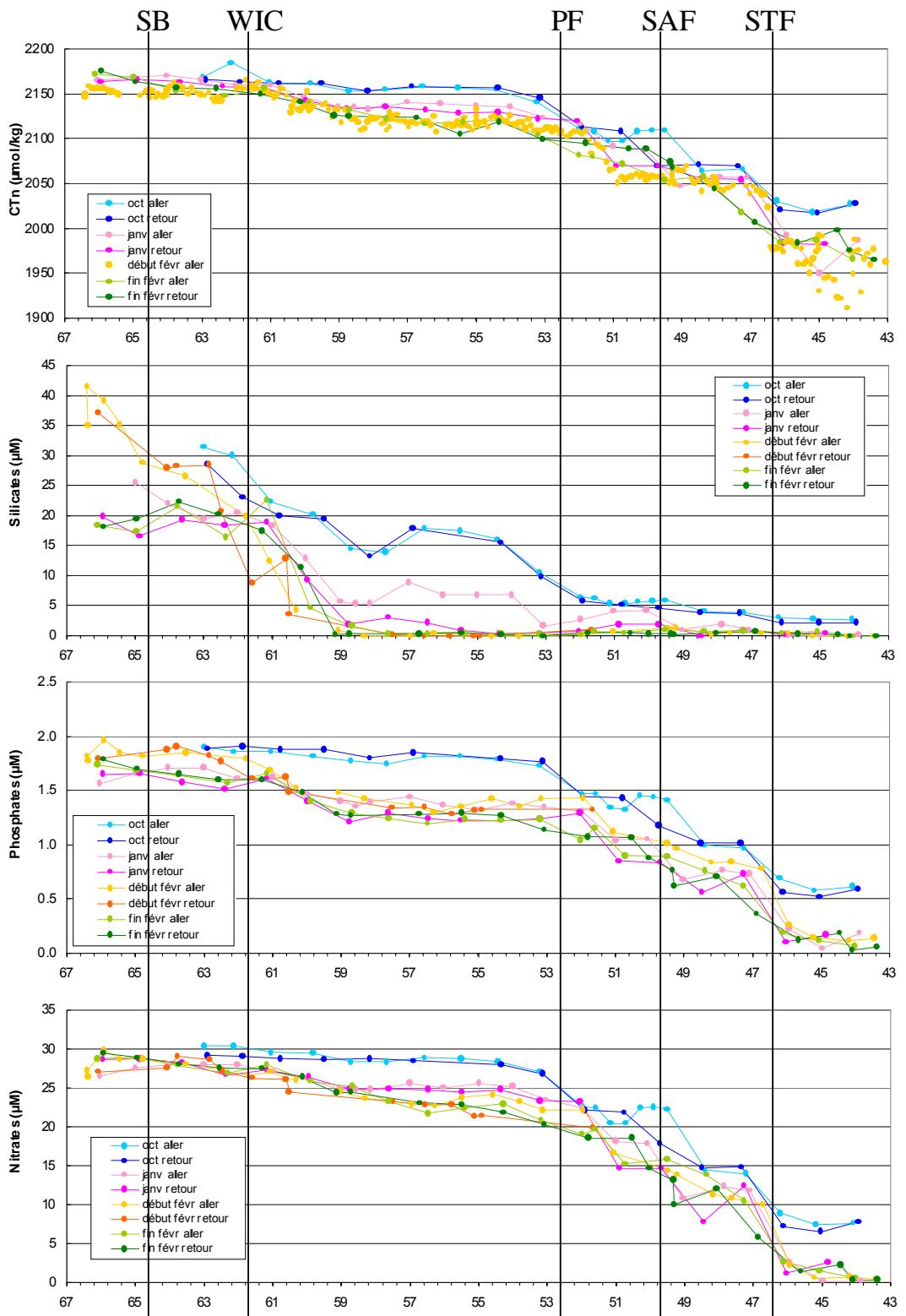


Figure B.3 Distribution des paramètres biogéochimiques (sels nutritifs et CTn) des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10 en fonction de la latitude.

Globalement sur la SAR, les silicates sont épuisés sur l'étendue de la région en été 2003 ; des études réalisées dans la région précisent qu'on y relève des concentrations en silicates faibles toute l'année, comprises entre 1 et 4 μ M en été (Rintoul et Trull, 2001; Trull *et al.*, 2001a; Trull *et al.*, 2001b). Les distributions méridiennes estivales de sels nutritifs en 2003 sont en accord avec celles de mars 1993, rapportées par Wang *et al.* (2003). L'activité biologique forte au printemps et en été 2002/03 est d'ailleurs composée essentiellement de nanoplancton (2-20 μ m) pour environ 70% et de 25% de picoplancton (<2 μ m), mais il existe très peu de microplancton (diatomées et dinoflagellés principalement, >20 μ m) d'après les analyses de pigments qui ont été effectuée sur des échantillons collectés pendant les campagnes MINERVE (S. Wright, communication personnelle).

La comparaison des flux de 2002/03 avec ceux de l'année "de référence" 1996/97 présentée Figure B.4, montre qu'au printemps 2002 le flux de CO₂ moyen sur la SAR est moins important qu'en 1996. La concentration en chlorophylle-a, moyenne sur la SAR, est plus élevée en 2002 et les eaux de surface sont plus chaudes, ce qui a probablement favorisé le développement de l'activité biologique. En 2002, l'effet thermodynamique contrebalance l'effet biologique entraînant un $\Delta f\text{CO}_2$ moyen moins négatif qu'en 1996. La différence dans l'intensité des vents moyens renforce encore l'écart des flux de CO₂, les vents étant plus faibles en 2002 (Tableau B.3). En été, par contre, les flux sont voisins, -13,6 pour février 2003 et -12,3 mmol/m²/j pour février 1997.

	SST (°C)	Chloro-a (μ g/L)	$\Delta f\text{CO}_2$ (μ atm)	Vents (m/s)	Flux (mmol/m ² /j)
MIN38 1996	7,9	0,12	-13,6	11,2	-9
R0 2002	9,5	0,43	-10,6	10	-5

Tableau B.3 Valeurs des flux, SST, $\Delta f\text{CO}_2$, concentrations de chlorophylle-a et vents moyens sur la SAR pour les campagnes MINERVE 38 d'octobre 1996 et R0 d'octobre 2002.

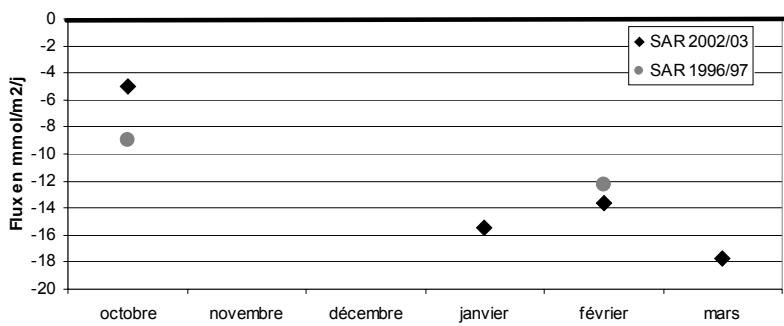


Figure B.4 Evolution temporelle des flux de CO₂ moyens sur la SAR en mmol/m²/j calculés à partir des données récoltées pendant les campagnes MINERVE 38 et 39 de 1996/97 et de R0, R2 et R4 et OISO10 de 2002/03.

En conclusion, les paramètres récoltés dans la SAR au cours des 8 aller-retour de 2002/03 définissent une variabilité saisonnière classiquement observée.

C. Distribution des paramètres biogéochimiques, de $\Delta f\text{CO}_2$ et des flux de CO₂ au sud de 61,5°S

Comme cela a déjà été évoqué dans le premier chapitre, les résultats des études rapportés dans la littérature portent souvent sur la zone "62°S-continent Antarctique" et les $\Delta f\text{CO}_2$ rapportés sont moyennés sur cette région. Ces $\Delta f\text{CO}_2$ sont extrêmement variables, de -35 à +5 μatm . Pour la plupart des années (i.e. 1969, 1995 et 2002), cette région située au sud de 62°S présente un $\Delta f\text{CO}_2$ de plus en plus négatif du nord au sud (Chapitre I, Tableau D.2), mais il arrive que des $\Delta f\text{CO}_2$ positifs soient calculés, comme lors de la campagne de 1984. Il est ainsi difficile de retenir un "schéma type" des variations $\Delta f\text{CO}_2$ dans cette région. Seule la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ de janvier 1994 présente le même sens de variation en fonction de la latitude que celle de l'été 2003. Les $\Delta f\text{CO}_2$ sont positifs dans la SIZ et négatifs dans la CAZ ; l'amplitude est toutefois un peu différente : +17 μatm en moyenne dans la SIZ et -23 μatm en moyenne dans la CAZ en 1994 (Popp *et al.*, 1999). Les distributions de sels nutritifs dans la SIZ et la CAZ en 1994 présentent également les mêmes variations de concentration qu'en février 2003 : les concentrations en nitrates+nitrites et phosphates sont homogènes et en moyenne de 27 et 2 μM respectivement ; les

silicates varient du nord au sud de 30 à 60µM. Les processus contrôlant les variations de CO₂ en été 1994 pourraient être similaires à ceux contrôlant les variations de l'été 2003.

Vis à vis du CO₂ atmosphérique, les eaux de surface de la SIZ (61,5-64,5°S) sont sous-saturées au printemps 2002 ($\Delta f\text{CO}_2$ varie du nord au sud de 0 à -30µatm) et sur-saturées en été 2003 ($\Delta f\text{CO}_2$ varie de 0 à +20µatm). En été 2003 du nord (64,5°S) au sud (67°S) de la CAZ, $\Delta f\text{CO}_2$ passe de +10 à -40µatm en moyenne (Figure B.1). Les $\Delta f\text{CO}_2$ moyens sur la SIZ et la CAZ suggèrent que la SIZ est un puits de CO₂ vis à vis de l'atmosphère au printemps 2002 et une source en été 2003 et que la CAZ est un puits en été 2003. Les flux nets moyens calculés sont présentés dans les Tableau C.1 et Tableau C.2 et sur la Figure C.1. Le puits de CO₂ de la SIZ au printemps 2002 est contrôlé par l'accroissement de l'activité biologique à l'approche de la banquise dans le pack, comme le suggèrent les concentrations plus élevées en chlorophylle-a. Les études réalisées dans cette zone sont en accord avec les observations précédentes (Inoue et Sugimura, 1988; Popp *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005). De même en été 2003 dans la CAZ, le puits de CO₂ suggéré par des $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs est contrôlé par l'accroissement de l'activité biologique favorisée par la fonte de la glace de mer et les apports continentaux (Ishii *et al.*, 2002). La bordure de glace et la zone continentale (banquise au printemps et continent en été) constituent un environnement particulier où une stabilisation locale de l'eau de surface par la glace fondu permet à la biomasse phytoplanctonique de s'accumuler (Sullivan *et al.*, 1993). Ces régions sont bien connues pour être très productives. Il arrive cependant souvent que la forte productivité soit masquée par une forte pression de broutage surtout dans la CAZ.

	SST (°C)	écart type	ND	Chloro-a (µg/L)	écart type	ND	$\Delta f\text{CO}_2$ (µatm)	écart type	ND	Flux (mmol/m ² /j)
R0	-0,73	0,64	22	0,519	0,16	5	-12,43	10,07	22	-4,9
R2	1,75	0,66	29	0,079	0,036	7	10,44	7,61	29	1,6
OISO10	2,27	0,47	46	0,068	0,015	7	13,29	3,67	46	2,6
R4	2,42	0,53	30	0,211	0,10	5	7,32	5,75	30	1,6

Tableau C.1 Valeurs des flux, SST, $\Delta f\text{CO}_2$ et concentrations de chlorophylle-a moyens sur la SIZ pour les campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

	SST (°C)	écart type	ND	Chloro-a (µg/L)	écart type	ND	$\Delta f\text{CO}_2$ (µatm)	écart type	ND	Flux (mmol/m ² /j)
R2	0,10	0,6	22	0,514	0,52	2	-4,77	12,35	22	-1,4
OISO10	0,32	0,75	40	0,444	0,48	6	-7,51	16,19	40	-4,7
R4	-0,21	0,62	21	0,438	0,31	7	-0,85	9,09	21	-0,5

Tableau C.2 Valeurs des flux, SST, $\Delta f\text{CO}_2$ et concentrations de chlorophylle-a moyens sur la CAZ pour les campagnes MINERVE R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

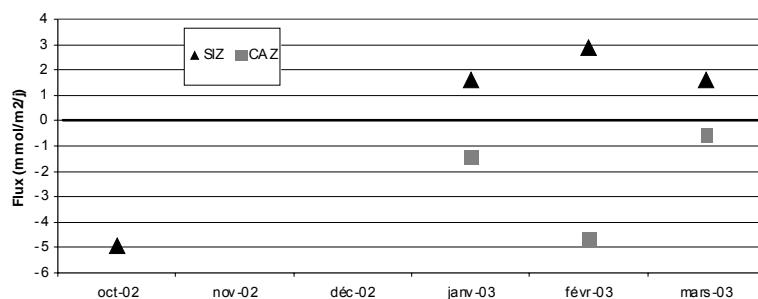


Figure C.1 Variations saisonnières du flux de CO₂ à l'interface air-mer dans la SIZ et la CAZ. Les flux sont calculés à partir des données des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

Les concentrations en sels nutritifs mesurées dans cette région, au sud de 62°S, sont les concentrations les plus élevées mesurées sur toute la radiale et ceci quelle que soit la saison. Ce qui peut être expliqué par l'advection dans la couche de mélange d'eaux riches en sels nutritifs au niveau de la divergence antarctique (Tynan, 1998). Les concentrations en nitrates, nitrites, phosphates et CTn présentent, dans la SIZ et la CAZ, au printemps ainsi qu'en été, une distribution stable et homogène en comparaison de leur distribution sur le reste de la radiale (Tableau C.3 et Tableau C.4). Cependant, dans la SIZ au printemps (R0), les concentrations sont légèrement plus élevées, car les conditions de fin d'hiver sont encore en place. En été 2003, au sud de 62°S, les concentrations en nitrates sont en moyenne de 28µM et en phosphates de 1,8µM, ce qui est en accord avec les concentrations rapportées en janvier 1995 dans la CAZ par Sohrin *et al.* (2000). Contrairement aux autres sels nutritifs, les concentrations en silicates mesurées en 2003 varient de façon importante dans le temps et l'espace et elles sont par contre inférieures aux concentrations classiquement remarquées dans cette zone. Les concentrations en silicates rapportées dans la littérature en été sont élevées et très variables (Chiba *et al.*, 2000). La SIZ présente une concentration en silicates élevée qui augmente du nord au sud en octobre malgré une concentration en chlorophylle-a

qui augmente également du nord au sud, avec une valeur moyenne de 0,52µg/L. La composition de cette floraison printanière varie du nord au sud d'environ 65 à 45% de nanoplancton, de 30 à 50% de microplancton (dont 95% sont des diatomées) et de 5% de picoplancton, d'après les analyses des pigments faites sur des échantillons récoltés pendant les campagnes MINERVE (S. Wright, communication personnelle). En été, les concentrations en silicates sont légèrement plus faibles, suite au bloom printanier et à la nouvelle augmentation d'activité biologique de fin de saison (0,21µg/L en chlorophylle-a fin février) (Figure C.2, a). Les analyses de pigments ne révèlent pas une modification de la composition phytoplanctonique significative entre le printemps et l'été.

	CTn (µmol/kg)	Ecart type	ND	Silicates (µM)	Ecart type	ND	Nitrates et nitrites (µM)	Ecart type	ND	Phosphates (µM)	Ecart type	ND
R0	2171	10	4	28,2	3,6	4	29,7	0,8	4	1,9	0,02	4
R2	2164	5	5	19,9	1,4	5	27,8	0,6	5	1,6	0,1	5
OISO10	2151	6	38	22,9	7,2	7	27,6	1,0	7	1,8	0,1	7
R4	2153	5	4	20,1	2,6	4	27,6	0,5	4	1,6	0,03	4

Tableau C.3 Valeurs des sels nutritifs et CTn moyens sur la SIZ pour les campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

	CTn (µmol/kg)	Ecart type	ND	Silicates (µM)	Ecart type	ND	Nitrates et nitrites (µM)	Ecart type	ND	Phosphates (µM)	Ecart type	ND
R2	2166	2	3	20,7	4,5	3	28,3	0,6	3	1,7	0,01	3
OISO10	2152	4	24	36,1	4,3	6	28,0	1,3	6	1,8	0,1	6
R4	2170	5	4	18,3	0,9	4	29,0	0,3	4	1,7	0,04	4

Tableau C.4 Valeurs des sels nutritifs et CTn moyens sur la CAZ pour les campagnes MINERVE R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

La CAZ présente un sens de variation des concentrations moyennes en silicates au cours de l'été similaire à celui de la SIZ avec une amplitude plus grande. Par contre les concentrations en chlorophylle-a sont plus élevées et varient différemment (Figure C.2, b). La floraison phytoplanctonique de janvier 2003 présente une composition plus équilibrée entre les différentes classes de phytoplancton, environ 20% de picoplancton, 30% de nanoplancton et 50% de microplancton, avec une dominante, tantôt de diatomées, tantôt de dinoflagellés. Il est difficile et risqué, dans le cadre de la présente étude, d'expliquer plus en détail les variations spatio-temporelles de concentration en chlorophylle-a et en silicates en les associant aux variations de communauté phytoplanctonique. En effet, peu de points de données

(moins d'une dizaine !) sont disponibles dans cette zone impliquant une résolution spatiale trop faible pour une région subissant de nombreuses influences et pouvant changer très rapidement.

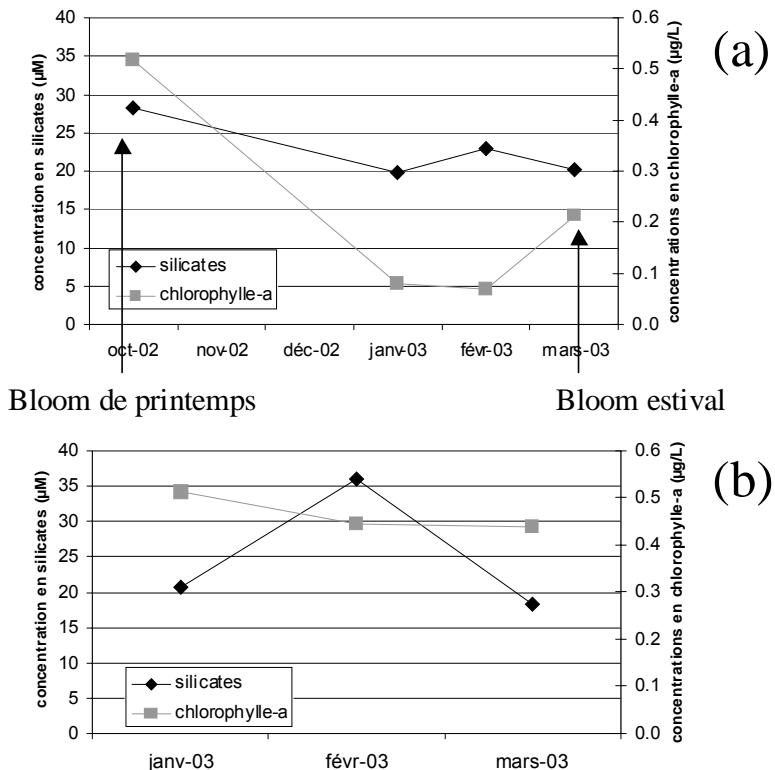


Figure C.2 Evolution temporelle des concentrations moyennes de silicates et chlorophylle-a sur la SIZ (a) et sur la CAZ (b) lors des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

La comparaison des flux de 2002/03 avec l'année 1996/97 (Figure C.3), montre qu'au printemps les flux de CO_2 moyens sur la SIZ en 1996 et en 2002 sont voisins (-4,8 et -4,9 mmol/m²/j respectivement) et contrôlés par un accroissement de la biomasse phytoplanctonique (0,4 et 0,52 µg/L de chlorophylle-a). En revanche, en été, la comparaison des données des campagnes ayant eu lieu à la même période, MIN39 pour 1997 et OISO10 pour 2003, montre un comportement différent de la SIZ. La SIZ est un faible puits de CO_2 en février 1997 (-1,6 mmol/m²/j) et une faible source en février 2003 (2,9 mmol/m²/j). Ceci peut s'expliquer par la différence de concentration en chlorophylle-a : en février 1997 l'activité biologique est plus élevée (0,26 µg/L) qu'en février 2003 (0,07 µg/L) avec une SST légèrement plus basse en 2003 (2,3°C contre 2,9°C en 1997), mais qui ne permet pas de contrebalancer l'effet biologique.

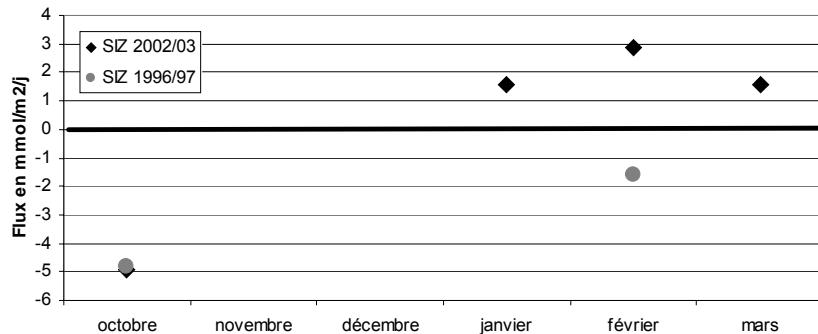


Figure C.3 Evolution temporelle des flux de CO₂ moyens sur la SIZ en mmol/m²/j calculés à partir des données récoltées pendant les campagnes MINERVE 38 et 39 en 1996/97 et R0, R2 et R4 et OISO10 en 2002/03.

La CAZ, quant à elle, est un puits en février pour les deux années, plus intense en 2003 qu'en 1997 (-4.7 et -3,1mmol/m²/j respectivement), contrôlé par une activité biologique (suggérée par les concentrations en chlorophylle-a) plus importante en 2003 qu'en 1997.

En conclusion, la zone au sud de 62°S était, dans la SIZ, un puits vis à vis du CO₂ atmosphérique au printemps 2002 et une source en été 2003 ; la CAZ est un puits en été 2003, l'augmentation d'activité biologique étant à l'origine de ce puits. Dans cette région, ce sont la distribution de glace et la circulation qui déterminent la production biologique (Nicol *et al.*, 2000). Or le retrait et la formation des glaces pouvant varier d'une année sur l'autre à grande et à mésoscale, l'influence de la glace sur l'activité biologique est, par conséquent, elle aussi significativement variable d'une année à l'autre. Ce paramètre et d'autres tels que les propriétés hydrographiques, la complexité des courants de surface due à la proximité de l'AD et la présence de vents catabatiques (Sohrin *et al.*, 2000), rendent l'étude des processus à l'origine des variations de CO₂ intéressante dans cette zone. De plus, la glace étant un réservoir de CO₂ au même titre que l'atmosphère et l'océan, bien que moins important, des processus gouvernant les variations de CO₂ s'y déroulent avec leur propre saisonnalité et intensité (Delille *et al.*, 2005). Ce milieu- ou plutôt ces milieux car la glace de mer est un ensemble de milieux différents- encore mal connu semble ainsi être un

élément majeur dont il faudrait tenir compte pour mieux comprendre et évaluer les variations de flux de CO₂ au sud de 62°S.

D. Distribution des paramètres biogéochimiques, de $\Delta f\text{CO}_2$ et des flux de CO₂ dans la POOZ

S'étendant de 52,5 à 61,5°S, la POOZ présentait des variations de $\Delta f\text{CO}_2$ spatio-temporelles importantes en 2002/03 contrairement aux distributions de SSS et SST très homogènes sur la zone (Figure B.1).

Dans la partie sud (de 58 à 61,5°S), au printemps, les concentrations de CO₂ des eaux de surface et de l'atmosphère sont en équilibre. Puis une évolution de $\Delta f\text{CO}_2$ au cours de l'été est observable : de 58 à 60°S, $\Delta f\text{CO}_2$ est de plus en plus négatif, suggérant que ces eaux agissent comme un puits de CO₂ atmosphérique de plus en plus important et de 60 à 61,5°S, $\Delta f\text{CO}_2$ est de plus en plus positif, suggérant cette fois que les eaux de surface agissent comme une source de plus en plus efficace (Figure D.1).

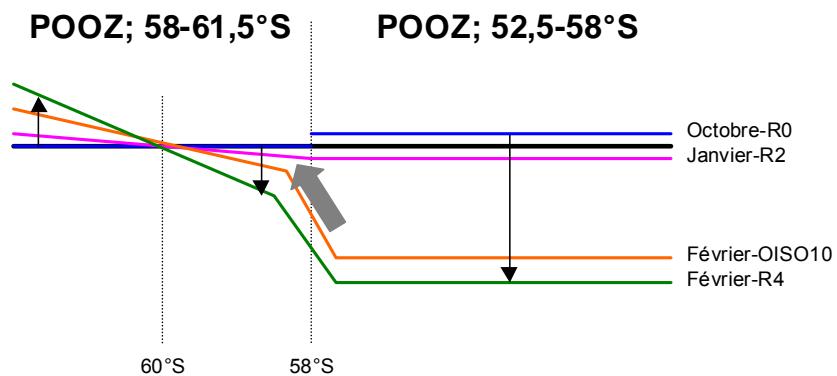


Figure D.1 Schéma représentant la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$ dans la POOZ au cours des campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

Le front polaire se divise en une branche nord, positionnée vers 52,5°S (dans notre étude cette branche est appelée PF), et une branche sud, située entre 59° et 60°S selon la littérature (Rintoul et Bullister, 1999; Rintoul et Sokolov, 2001; Sokolov et Rintoul, 2002). La branche sud du front polaire est donc localisée dans la partie sud de la POOZ (58-61,5°S). Cette zone frontale de transition, comme la PFZ dans la SAR, semble subir une influence du nord de la POOZ (présence d'un fort gradient de

$\Delta f\text{CO}_2$ vers 58°S surtout en février) et une influence de la SIZ au sud (source vis à vis du CO₂). La suite de l'étude portera essentiellement sur les variations de $\Delta f\text{CO}_2$ observées entre 52,5 et 58°S, appelée dans la suite "POOZ".

La partie nord de la POOZ présente les variations temporelles de $\Delta f\text{CO}_2$ les plus marquées de la radiale. $\Delta f\text{CO}_2$ est positif en octobre 2002 et devient progressivement de plus en plus négatif de janvier à mars (Figure B.1 et Figure D.1). Habituellement, la POOZ présente, des $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs mais seules les $\Delta f\text{CO}_2$ relevées en été 1969 sont aussi faibles qu'en 2003 : en moyenne de $-16\mu\text{atm}$ avec des minimums pouvant atteindre jusqu'à $-45\mu\text{atm}$ (tableau D.2, Chapitre) (Inoue et Ishii, 2005). Une telle évolution au cours de l'été a rarement été observée dans ce secteur.

Entre le printemps (R0) et l'été (OISO10), la SST a augmenté de 3°C, en moyenne sur la région. En système fermé, cette augmentation aurait entraîné une augmentation de $f\text{CO}_2$ de $49\mu\text{atm}$, selon la relation de Takahashi *et al.* (1993). Or $f\text{CO}_2$ a diminué d'environ $40\mu\text{atm}$. L'effet thermodynamique est contrebalancé principalement par l'effet biologique. En effet, l'activité biologique a augmenté, entre octobre 2002 et mars 2003, comme le suggère l'augmentation des concentrations en chlorophylle-a moyennes sur la POOZ, inhabituelles dans cette zone en été (Tableau D.1). Le "nuage" vert visible sur la carte mensuelle de chlorophylle-a SeaWiFS de février 2003 n'est pas visible sur les cartes mensuelles climatologiques (1998-2004) (Figure D.2). Selon les résultats antérieurs, cette région HNLC est connue pour être peu productive, la concentration en chlorophylle-a y est basse toute l'année. L'augmentation saisonnière est autour de $0,3\mu\text{g/L}$, au maximum $0,5\mu\text{g/L}$ avec un maximum qui est atteint mi décembre- début janvier (Parslow *et al.*, 2001; Trull *et al.*, 2001a; Trull *et al.*, 2001b). En été 2003, une augmentation de la biomasse phytoplanctonique est donc observée tardivement. L'activité biologique est ainsi à l'origine du puits de CO₂ intense suggéré par les $\Delta f\text{CO}_2$ négatifs. Les images hebdomadaires de couleur de l'eau SeaWiFS délivrent le même message, elles permettent également d'estimer la semaine du mois de février à partir de laquelle la floraison phytoplanctonique a débuté. Le pulse local d'augmentation de productivité primaire est visible à partir de la semaine du 2 au 9 février 2003 (Figure D.3 et annexe).

	SST (°C)	écart type	ND	Chloro-a (µg/L)	écart type	ND	$\Delta f\text{CO}_2$ (µatm)	écart type	ND	Flux (mmol/m ² /j)
R0	2,2	1,0	52	0,15	0,02	8	3,9	9	52	1,4
R2	5,0	0,6	57	0,21	0,13	10	-2,3	9	57	-0,9
OISO10	5,2	0,4	79	0,52	0,24	11	-35,4	12	79	-20,6
R4	5,1	0,6	58	0,42	0,30	10	-38,1	9	58	-22,6

Tableau D.1 Valeurs des flux, SST, $\Delta f\text{CO}_2$ et concentrations de chlorophylle-a moyens sur la POOZ (52,5-58°S) pour les campagnes MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

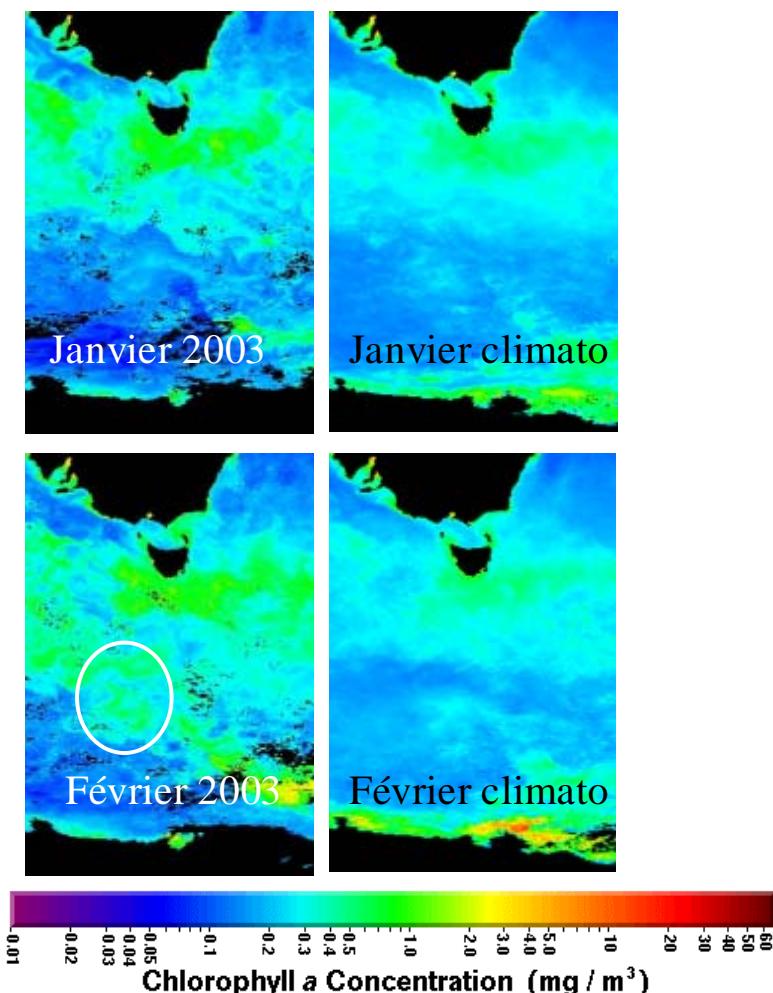


Figure D.2 Images SeaWiFS des teneurs en chlorophylle-a moyennes mensuelles, de janvier et février 2003 et climatologiques.

L'accroissement estival de l'activité biologique est également confirmé par les variations des paramètres biogéochimiques (Figure B.3 et Tableau D.2). Les concentrations en sels nutritifs sont homogènes sur l'étendue de la zone pour une campagne donnée. Elles sont plus faibles en été, notamment en février, qu'au

printemps. La diminution saisonnière progressive, observée dans la distribution de $\Delta f\text{CO}_2$, est également marquée pour les nitrates+nitrites et les silicates.

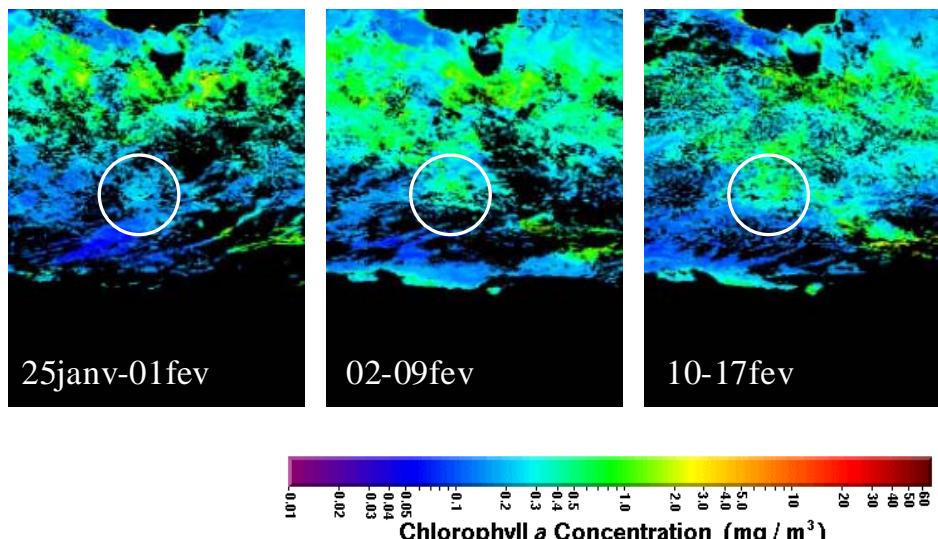


Figure D.3 Images SeaWiFS des teneurs en chlorophylle-a moyennes hebdomadaires.

	CTn ($\mu\text{mol/kg}$)	écart type	ND	Silicates (μM)	écart type	ND	Nitrates et nitrites (μM)	écart type	ND	Phosphates (μM)	écart type	ND
R0	2153	7	8	14,9	3,2	8	28,1	0,8	8	1,8	0,04	8
R2	2132	6	10	3,8	3,2	10	24,7	0,7	10	1,3	0,1	10
OISO10	2119	6	71	0,1	0,2	11	22,8	0,9	11	1,4	0,04	11
R4	2114	9	9	0,3	0,1	9	22,2	1,1	9	1,2	0,05	9

Tableau D.2 Valeurs des sels nutritifs et CTn moyens sur la POOZ pour les campagnes MINERVE R2 et R4 et OISO10. (ND est le nombre de données comprises dans la moyenne).

Selon Parslow *et al.*, les concentrations en nitrates+nitrites et phosphates sont élevées toute l'année, en été les nitrates+nitrites sont environ de 24 μM (Parslow *et al.*, 2001). Selon les cartes de distribution des concentrations superficielles en silicates moyennes climatologiques tirées du World Ocean Atlas 2001 (Conkright *et al.*, 2002) pour les mois de janvier et février, les concentrations en silicates sont comprises entre 5 et 10 μM (Figure D.4). Des études de Parslow *et al.* et de Trull *et al.* dans ce secteur ont rapporté des concentrations en silicates de 2-3 μM , voire moins, dès la mi-été (Parslow *et al.*, 2001; Trull *et al.*, 2001a; Trull *et al.*, 2001b). En comparaison, les silicates en été 2003 sont complètement épuisés avec des concentrations extrêmement faibles, comme dans la SAR (Tableau D.2). Les silicates ont complètement été consommés par l'activité biologique intense de cet été 2003. De plus, les stations réalisées lors de la campagne OISO10 permettent de

montrer que les silicates sont épuisés en surface mais également sur toute la couche de mélange, jusqu'à environ 50m (Figure D.5). Une telle situation d'épuisement des silicates sur toute la profondeur de la couche de mélange dans la POOZ associée à un accroissement de l'activité biologique a déjà été rapportée dans le secteur austral indien-ouest par Jabbad-Jan *et al.*, 2004.

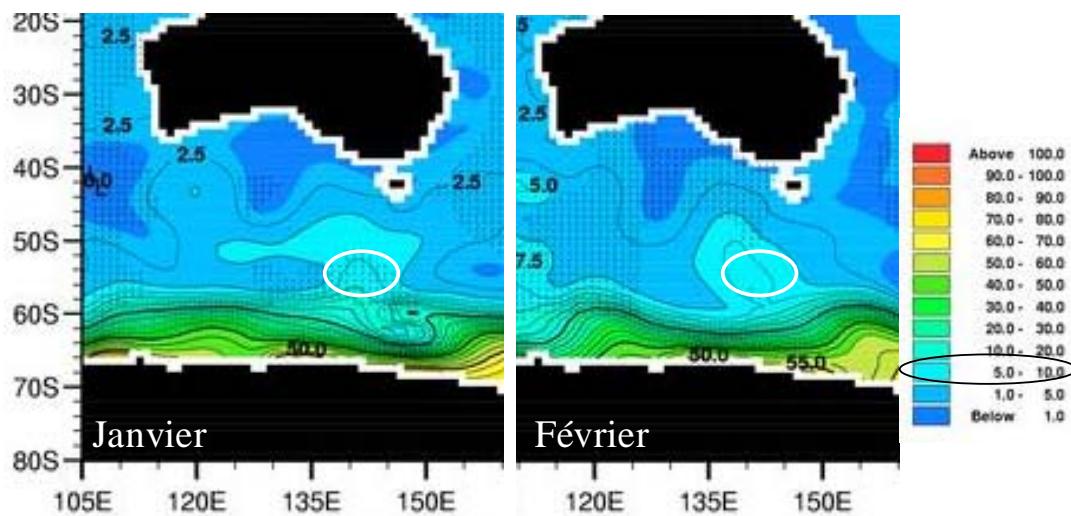


Figure D.4 Cartes représentant les concentrations moyennes en surface de silicates climatologique en μM (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01F/nusearch.html>).

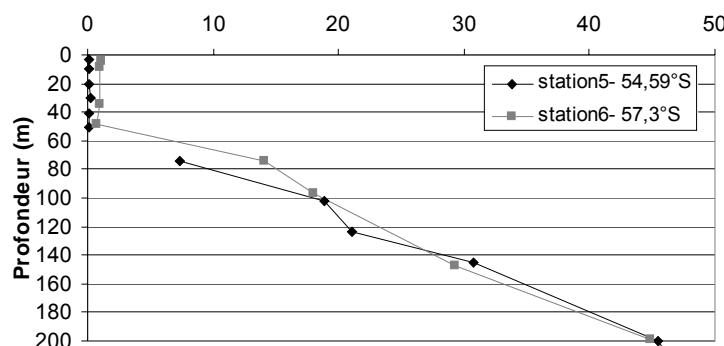


Figure D.5 Profils des concentrations en silicates aux stations 5 et 6 de la campagne OISO10 dans la POOZ.

Les résultats issus des analyses de pigments indiquent que la communauté phytoplanctonique de janvier à mars 2003, est composée à 75% environ de nanoplancton, de 5% de picoplancton seulement et de 20% de microplancton dominé par les diatomées, les 75% de nanoplancton étant composés à 90% en moyenne de prymnésiophytes (S. Wright, communication personnelle). Ces premiers

résultats (préliminaires) sur la composition phytoplanctonique ne semblent pas indiquer de changement de communauté phytoplanctonique en 2002/03. En effet selon la littérature, l'augmentation de la biomasse phytoplanctonique, bien que faible avec environ 0,3µg/L de chlorophylle-a observée en janvier 1995 et en mars 1998, est dominée par les prymnésiophytes à 70%, en mars (Kopczynska *et al.*, 2001; Parslow *et al.*, 2001).

La comparaison des flux nets moyens sur la POOZ de 1996/97 et de 2002/03 montre qu'au printemps (MIN38 et R0) les flux sont de signes opposés mais de faible amplitude (Figure D.6). La SST est de 0,9°C en moyenne dans la POOZ, en octobre 1996, et de 2,2°C en octobre 2002. Cette différence de SST entre 1996 et 2002 est, semble t-il, à l'origine de la différence de flux, les concentrations en chlorophylle-a et l'intensité des vents restant voisins. La différence majeure au niveau des flux est observable en février : le puits de CO₂ atmosphérique de février 2003 (OISO10 ; -20,6mmol/m²/j) est beaucoup plus intense que celui de février 1997 (MIN39 ; -0,3mmol/m²/j). Comme nous l'avons vu précédemment, une telle amplitude s'explique par un accroissement important de l'activité biologique en février 2003.

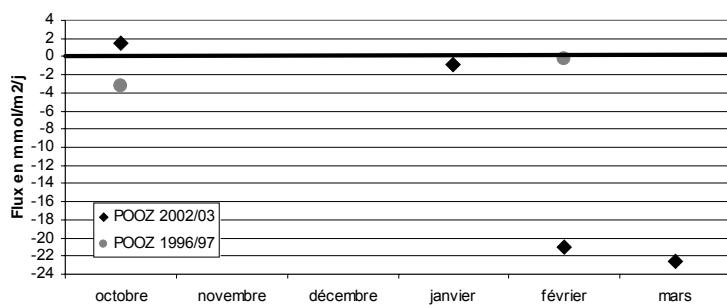


Figure D.6 Evolution temporelle des flux de CO₂ moyens sur la POOZ en mmol/m²/j calculés à partir des données récoltées pendant les campagnes MINERVE 38 et 39 en 1996/97 et R0, R2 et R4 et OISO10 en 2002/03.

En conclusion, la Figure D.7 présente un schéma conceptuel récapitulant les variations de flux de CO₂ obtenus dans chaque zone d'octobre 2002 à mars 2003. La SAR et la région au sud de 62°S présentent des sens de variation printemps-été cohérents avec ceux observés en 1996/97 et lors d'études antérieures. D'octobre à mars, le puits de CO₂ de la SAR s'intensifie par l'effet biologique et le puits dans la SIZ s'amoindrit

du fait du retrait de la banquise. La saisonnalité en 2002/03 dans la POOZ est plus surprenante : elle se distingue en été 2003 par la présence d'un puits de CO_2 très intense, du à un accroissement de l'activité biologique. Pourquoi la biomasse phytoplanctonique fut-elle plus importante en février 2003 dans cette zone HNLC ? Quels sont les facteurs qui ont contribué à un tel accroissement de l'activité biologique ? Ces questions seront étudiées dans le dernier chapitre.

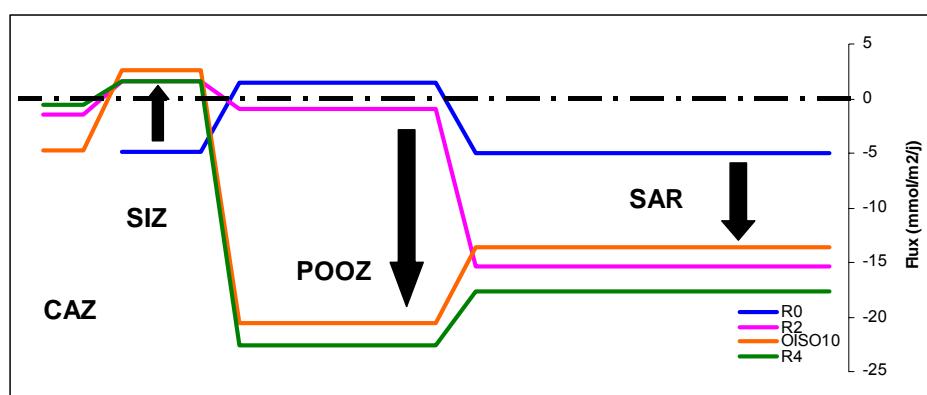


Figure D.7 Schéma conceptuel des flux dans la SAR, la POOZ, la SIZ et la CAZ en octobre 2002 (R0), janvier (R2), début février (OISO10) et fin février (R4) 2003.

CHAPITRE IV. PROCESSUS A L'ORIGINE DU PUITS INTENSE DE CO₂ DANS LA POOZ EN FEVRIER 2003.

Comme nous l'avons démontré dans les chapitres précédents, en été le puits de CO₂ atmosphérique est plus important en 2003 qu'en 1997 dans la POOZ du fait de l'augmentation de l'activité biologique (Figure. 1).

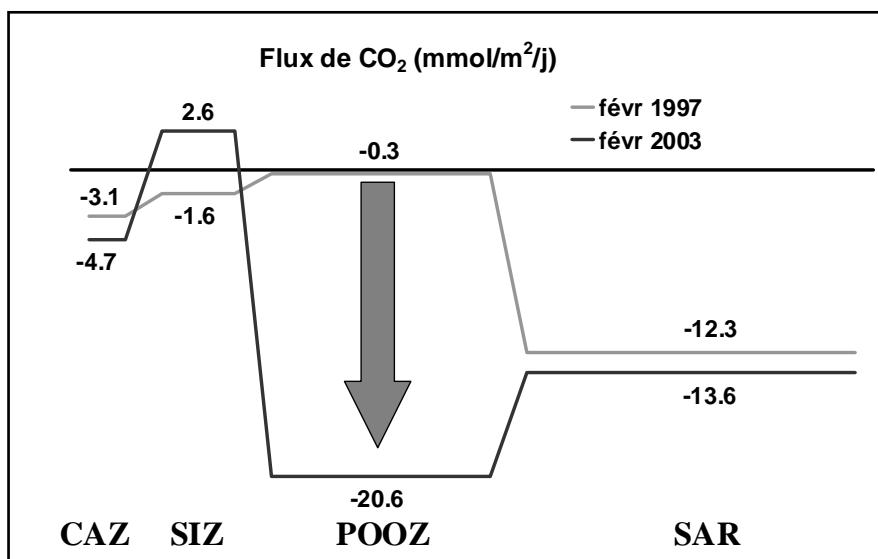


Figure. 1 Schéma conceptuel des flux dans la SAR, la POOZ, la SIZ et la CAZ en février 1997 (MIN39) et 2003 (OISO10).

Cette observation appelle des interrogations sur les facteurs de limitations de la production primaire en zone HNLC.

Quels sont les paramètres pouvant influencer la poussée phytoplanctonique dans cette zone de l'océan Austral ?

En zone HNLC, les facteurs importants contrôlant la croissance phytoplanctonique sont :

- l'équilibre entre la production et la pression de broutage par le zooplancton
- l'abondance en silicates
- la température des eaux de surface
- la lumière incidente, notamment le régime mélange/lumière et les rayonnements ultraviolets (UV)
- la disponibilité en éléments traces bioactifs (e.g. fer)

Dans la POOZ, nous considérerons que l'équilibre entre la production et la pression de broutage est un facteur négligeable, ce dernier ayant un fort impact surtout en bord de glace selon Sohrin *et al.* (2000). Les concentrations en silicates rapportées dans le chapitre précédent indiquent que les silicates ne semblent pas être un facteur limitant dans la POOZ.

Aussi le présent chapitre propose de s'intéresser à l'évolution des 3 autres facteurs, la SST, la lumière et enfin un micronutriments particulier : le fer.

Lors d'une campagne effectuée en janvier-février 1998 dans le secteur indien ouest de l'océan Austral ($\approx 62^\circ\text{E}$), des valeurs basses de $f\text{CO}_2$ océanique ont été mesurées (atteignant $330\mu\text{atm}$) dans la POOZ ($50-57^\circ\text{S}$) suggérant que cette zone était un puits de CO_2 atmosphérique. Ce puits de CO_2 , également peu "courant" pour la zone de ce secteur, ainsi que les variations estivales interannuelles de différents paramètres de 1998 et 2000 ont été précédemment étudiés en détails sur la base des données OISO (Jabaud-Jan *et al.*, 2004). Le puits calculé en janvier 1998 est deux fois plus fort que celui calculé en janvier 2000. Les paramètres biogéochimiques et les concentrations en chlorophylle-a *in situ* et satellitales indiquent que l'activité biologique était plus importante en janvier 1998 qu'en 2000. Les silicates en surface sont très bas, voir épuisés en janvier 1998 ($<2\mu\text{mol/kg}$). Jabaud-jan *et al.* ont ainsi suggéré que la présence d'un puits plus important en janvier 1998 était dû au fait de l'augmentation de l'activité biologique, malgré la présence d'une anomalie chaude de la température de surface d'environ $0,5^\circ\text{C}$ (la solubilité du CO_2 diminue avec la température). Ce signal visible à grande échelle en janvier 1998 n'est pas observé en été 2000. Selon Jabaud-Jan *et al.* l'augmentation de l'activité biologique en 1998 pourrait être lié à une stratification plus forte car l'océan est plus chaud, à la disponibilité des sels nutritifs ou à un effet de limitation de la lumière, associé à la couverture de nuages. Toutefois une évolution de la couverture nuageuse influençant la lumière incidente, semble être l'hypothèse privilégiée. Mais l'origine de l'augmentation d'activité biologique n'a pas été discutée.

Les résultats de l'étude détaillée de la saisonnalité 2002/03 dans le secteur sud-est indien (précédent chapitre) présentent des caractéristiques extrêmement proches de celles observées en 1998 dans le secteur sud-ouest et aussi particulières :

- un puits de CO₂ important calculé dans la POOZ en février
- des concentrations en silicates extrêmement faibles (0,1µM en moyenne sur la POOZ en février)
- des concentrations en chlorophylle-a élevées, d'où une biomasse plus importante qui est à l'origine du fort puits de CO₂

Bien que les mesures n'aient pas été effectuées dans la même région, la comparaison des données de janvier-février 1998 et février 2003 indiquent une remarquable cohérence de la réponse océanique. Les distributions de fCO₂ océanique observées durant les campagnes OISO de janvier-février 1998 dans le secteur ouest Indien (62°E) et de février 2003 dans le secteur est Indien (145°E) sont représentées Figure. 2. Pour bien marquer la cohérence des deux situations, les données de Janvier 1998 ont été décalées de 2,5° en latitude pour prendre en compte l'évolution méridienne des structures circumpolaires entre l'ouest et l'est du bassin indien.

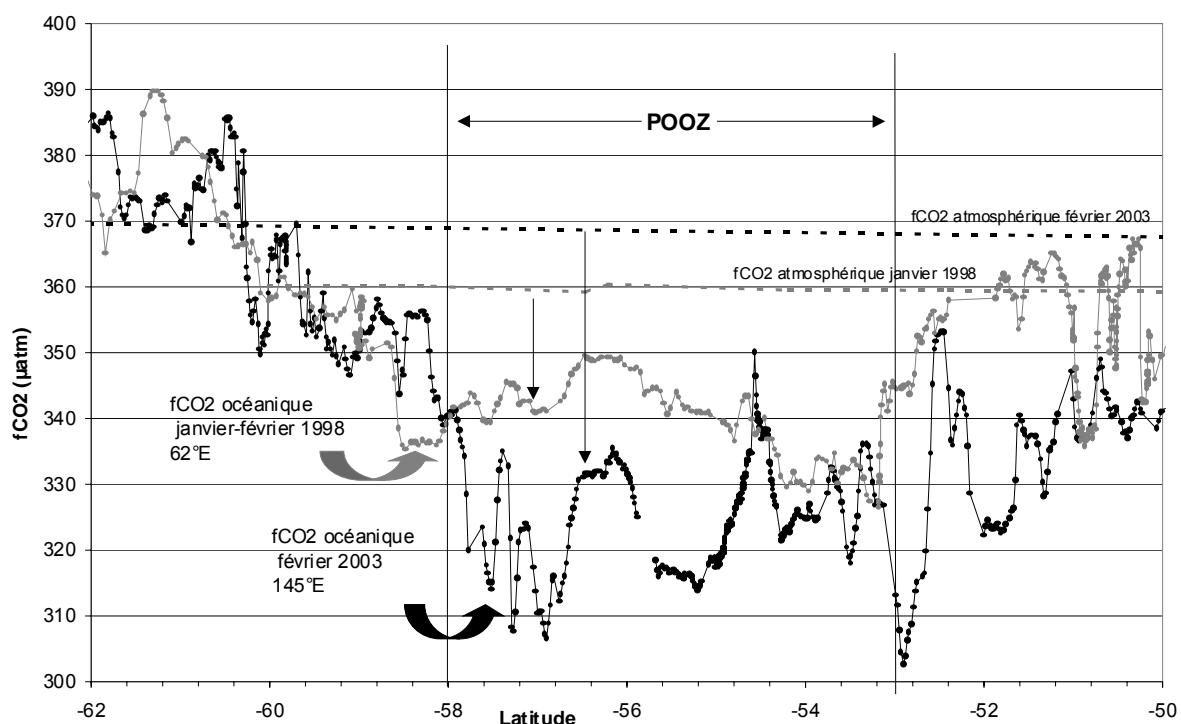


Figure. 2 Distribution des fCO₂ atmosphérique et océanique des campagnes OISO1 (janvier 1998) à 62°E et OISO10 (février 2003) à 145°E.

Néanmoins le puits de CO₂ atmosphérique calculé dans la POOZ au sud de la Tasmanie en février 2003 est plus important que celui calculé dans la POOZ à l'ouest du bassin indien en janvier-février 1998 ; la concentration en chlorophylle-a mesurée moyenne l'est également (Tableau. 1).

Paramètre	Secteur du bassin indien	Année "classique"	Année "atypique"	Différence ("atypique-classique")
Flux (W92) mmol/m ² /j	ouest est	-1,3 -0,1	-3,2 -10,4	-1,9 -10,3
Chlorophylle-a µg/L	ouest (SeaWiFS) est (<i>in situ</i>)	0,38 _{±0,08} 0,06 _{±0,02}	0,51 _{±0,07} 0,52 _{±0,24}	0,13 0,46

Tableau. 1 Flux moyens de CO₂ et concentrations moyennes en chlorophylle-a sur la POOZ à 62° et 145°E et en fonction des années. La colonne "Année classique" correspond aux campagnes OISO4 (janvier 2000) pour l'ouest et MINERVE39 (février 1997) pour l'est et "Année atypique" correspond aux campagnes OISO1 (janvier 1998) pour l'ouest et OISO10 (février 2003) pour l'est du bassin indien.

A. L'anomalie de SST

Les distributions de SST et d'anomalies de SST proposées par Reynolds ont été examinées en détails dans la POOZ au sud de la Tasmanie (Figure A.1)(Reynolds et Smith, 1994) : Une anomalie chaude de la température des eaux de surface dans la POOZ d'environ 0,5°C a été observée les deux années, 1997 et 2003, le signal étant marqué à grande échelle.

La présence d'anomalies de SST lors de l'année dite "de référence" 1996/97 et de l'année dite "atypique" 2002/03 suggère que la condition de stabilité thermique précédemment évoquée comme favorisant la poussée phytoplanctonique dans la POOZ ne soit pas le principal facteur responsable de l'augmentation de la croissance phytoplanctonique ou du moins ne serait pas le seul facteur mis en jeu.

En revanche, on notera que l'anomalie de SST a duré plus longtemps en 2002/03 qu'en 1996/97 à l'est (Figure A.2). A l'ouest en 1998, la durée de l'anomalie chaude de SST a également été longue. Les périodes d'anomalie chaude de SST de longue durée pourraient avoir favorisé l'accroissement de l'activité biologique, en exploitant

un phénomène de "mémoire" de l'océan, mais des études complémentaires seraient nécessaires pour mieux étayer cette hypothèse.

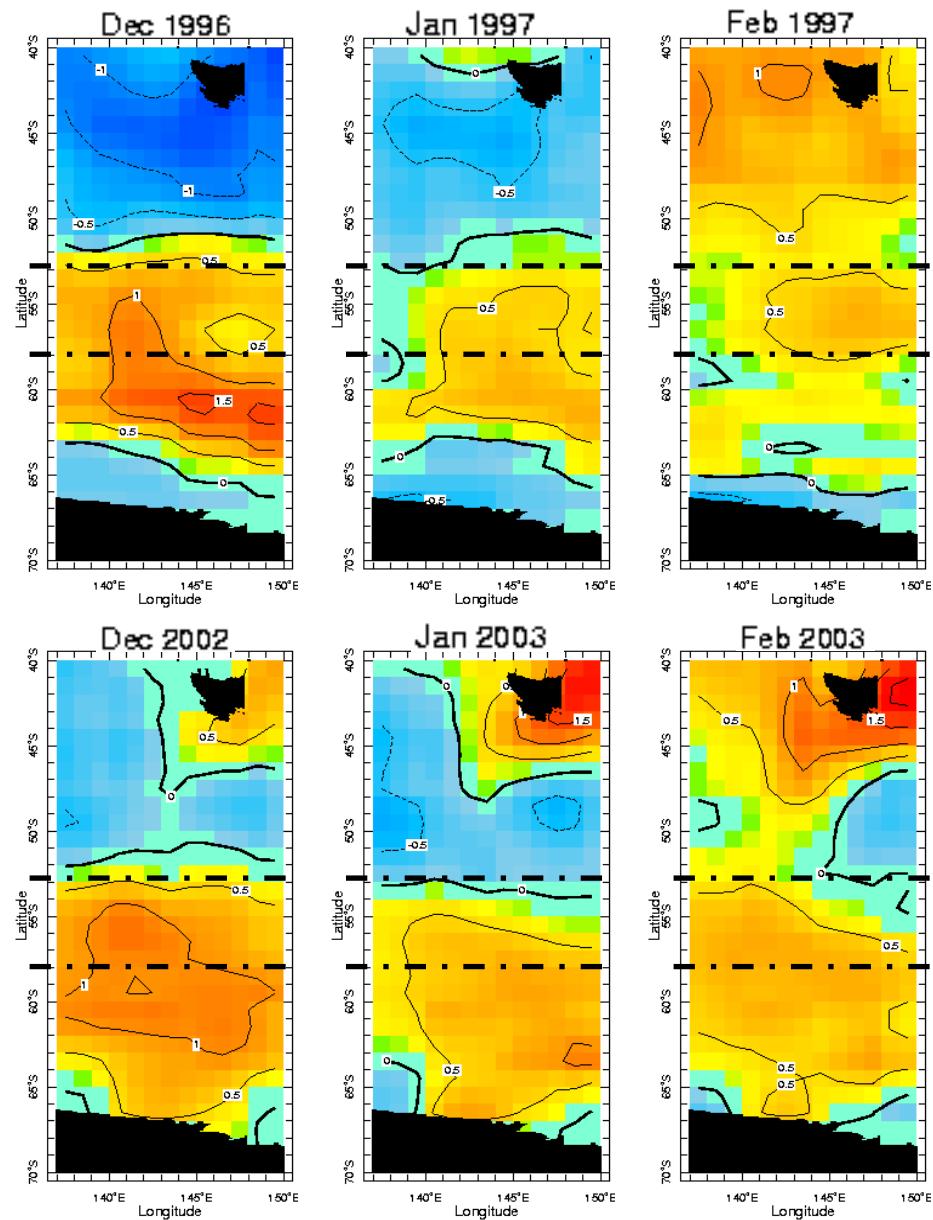


Figure A.1 Cartes représentant les anomalies de SST dans l'océan Austral au sud de la Tasmanie pour les mois de décembre, janvier et février de 1996/97 et 2002/03.

A l'ouest du bassin indien, l'été 1998 était chaud mais ne correspondait pas aux mois les plus chauds de la période chaude, en effet la campagne OISO1 se situait au milieu d'un événement chaud dont le maximum a été relevé en mars 1997 ($1,45^{\circ}\text{C}$). Selon Jabaud-Jan *et al.* cette anomalie chaude de la SST de $0,5^{\circ}\text{C}$ environ et celle du flux de CO_2 observées pourraient être reliées à un événement planétaire tel que l'ENSO de 1997. Pour répertorier les événements El Niño, plusieurs critères existent

dont l'indice d'oscillation australe (Southern Oscillation Index, SOI), l'indice ENSO multivarié, l'indice Niño Océanique (Oceanic Niño Index, ONI). Selon ces indices les campagnes au sud de la Tasmanie de 2002/03 auraient eu lieu pendant un évènement El Niño modéré (Figure A.3), et non les campagnes de 1996/97. Cette remarque vient confirmer les hypothèses émises par Jabaud-Jan *et al.* en 2004.

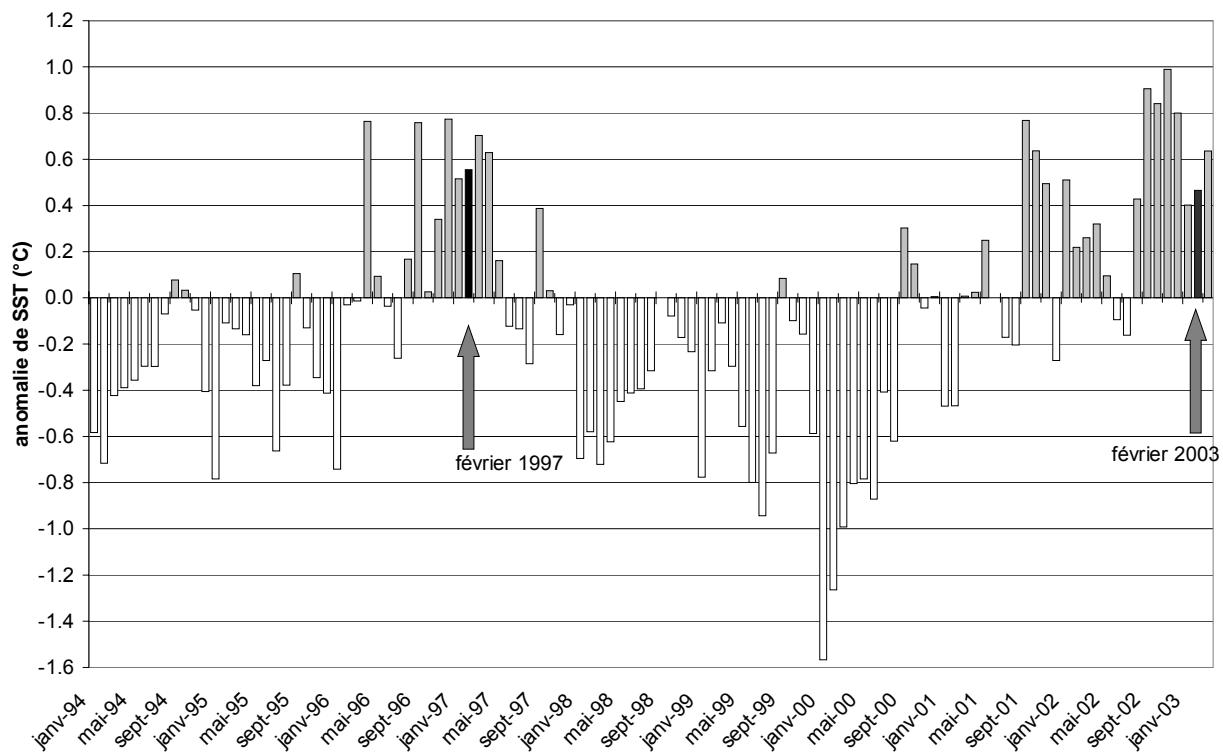


Figure A.2 Graphique représentant les moyennes sur la POOZ (52,5-58,5°S, 144,5°E) des anomalies de SST mensuelles entre janvier 1994 et mars 2003.

Selon Li *et al.*, les changements observés de SST peuvent être expliqués par la modification de l'échange de flux de chaleur à l'interface air-mer. Or chaque événement El Niño dans le Pacifique tropical se répercute sur l'atmosphère globale. Bien que le comportement et les mécanismes d'El Niño ne soient pas complètement compris, ils auraient un impact sur la SST de l'océan Austral par le biais d'un pont atmosphérique à grande échelle composé d'une structure de trains d'ondes atmosphériques (Li, 2000).

De plus, les événements El Niño ne se comportent pas tous de la même façon : ils diffèrent dans leur phase de déclenchement, leur déroulement, leur durée (variant de un à deux ans), leur intensité, leur fréquence (allant de deux à sept ans). Par

conséquent leurs impacts varient d'un événement à l'autre. Ce qui pourrait expliquer la différence d'intensité du puits de CO₂ calculé dans la POOZ à l'est du bassin en février 2003 et à l'ouest du bassin en janvier-février 1998. Le puits de CO₂ à l'est du bassin est bien plus important que celui à l'ouest du bassin malgré une anomalie de SST du même ordre de grandeur et la présence à la même époque d'événements El Niño.

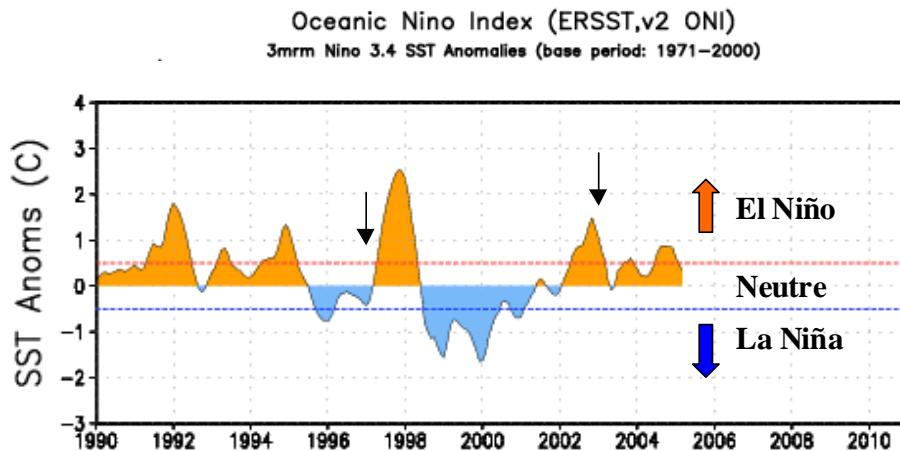


Figure A.3 Graphique représentant l'indice océanique Niño (ONI) c'est à dire les anomalies de température de surface de la mer dans la zone Niño3.4 (5°S-5°N, 120-165°W) en fonction des années (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>). Le dernier épisode chaud a démarré au trimestre avril-mai-juin 2002 jusqu'à février-mars-avril 2003.

En conclusion, la température des eaux de surface de la POOZ en été 1997 et 2003 était supérieure du même ordre de grandeur (0,5-1°C) par rapport aux SST climatologiques de Reynolds. Ceci implique que l'anomalie chaude de SST ne semble pas être directement à l'origine de l'accroissement de l'activité biologique observé dans la POOZ en février 2003. Toutefois, il semble que des conditions externes spécifiques provoquées par l'événement ENSO aient pu être engendrées (modifiées) et aient pu entraîner l'évolution de divers paramètres ayant un impact sur la production primaire, tels que la lumière incidente.

B. La lumière

De nombreuses études suggèrent que dans l'océan Austral divers facteurs peuvent être "limitant", c'est à dire que leur disponibilité, trop faible, ne permet pas au phytoplancton de se développer. La lumière pourrait être un de ces facteurs.

Or entre 1994 et 1998, ainsi qu'en 2002/03 un maximum de chlorophylle-a en subsurface persistant de novembre à mars dans la POOZ a été observé chaque année (Figure B.1). L'existence de ce maximum de chlorophylle-a (entre 0,5 et 1,5 μ g/L) indique que le flux lumineux pénétrant la couche de mélange permet le processus de photosynthèse. En conséquence, un développement phytoplanctonique est possible dans la POOZ de notre secteur d'étude.

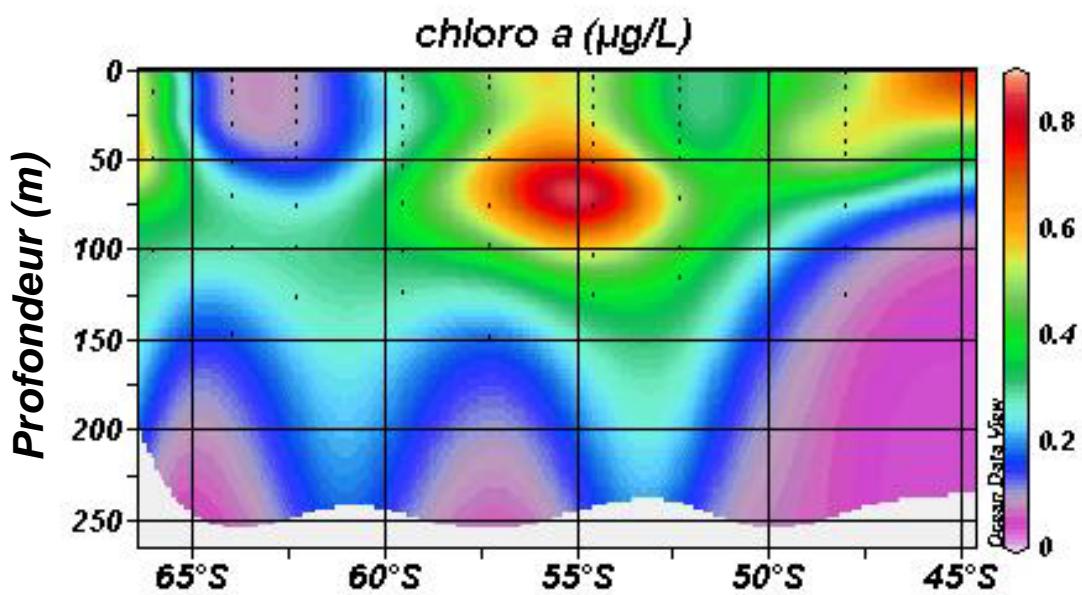


Figure B.1 Section de chlorophylle-a pendant la campagne OISO10.

Récemment, des études synoptiques menées en mer de Scotia (Holm-Hansen *et al.*, 2004) et au sud de l'Afrique à 6°E (Rasmus *et al.*, 2004) ont montré que dans ces régions, les systèmes planctoniques de l'ACC de l'océan Austral ne semblaient pas être limités par la lumière, le régime irradiance/mélange étant favorable à l'initiation et au développement de blooms phytoplanctoniques en été.

Dans cette partie, nous avons comparé l'irradiance arrivant à la surface de la POOZ en février 1997 et février 2003 afin de savoir si les flux lumineux étaient différents et permettaient d'expliquer tout ou partie de l'accroissement d'activité biologique constaté en février 2003.

Variabilité naturelle :

L'éclairement solaire comprend plusieurs types de rayonnements de différentes longueurs d'onde : les radiations infrarouges IR (700-1000nm), les radiations correspondant au domaine spectral du visible PAR (photosynthetically active radiation 400-700nm) et les radiations ultraviolets UVR divisées en 3 catégories les UVA (320-400nm), les UVB (280-320nm) et les UVC (200-280nm). Le flux solaire arrivant au sommet de l'atmosphère dépend de l'activité solaire qui varie selon différentes échelles de temps. Au niveau décennal, les radiations solaires de 280 à 700nm varient de 0,1% au sommet de l'atmosphère selon le cycle de Schwabe du soleil d'environ 11 ans (Larsen, 2005), période pendant laquelle le champ magnétique principal du soleil s'inverse. Aucune variation particulière de l'activité solaire n'a été rapportée pour notre période d'étude. Ainsi notre étude ne traitera pas de cette variabilité naturelle du flux lumineux arrivant au sommet de l'atmosphère.

L'éclairement reçu par le phytoplancton est différent de l'éclairement arrivé au sommet de l'atmosphère. Entre les deux "niveaux", les flux des différents rayonnements sont atténués dans les régions polaires, selon leur domaine de longueurs d'onde, par la composition de l'atmosphère (couverture nuageuse, aérosols) et la couche de mélange (Nelson et Smith, 1991). Les UVB et C sont, en plus, absorbés en partie par l'ozone stratosphérique. Les très énergétiques rayonnements UVC, fortement absorbés par l'atmosphère, arrivent en quantité négligeable à la surface de la Terre (Smith *et al.*, 1992). Quant aux radiations de longueurs d'onde plus longues que 310nm, c'est à dire principalement les UVA et les PAR, elles sont relativement peu affectées par les variations de concentrations en ozone stratosphérique (Smith *et al.*, 1992)(Figure B.2). Ainsi en général, les flux d'UVA et de PAR sont respectivement environ 20 et 150 fois, plus grands que celui des UVB (Arrigo *et al.*, 2003). Dans un premier temps, nous nous intéresserons au PAR, la plus importante part de l'énergie solaire qui atteint la surface de la Terre.

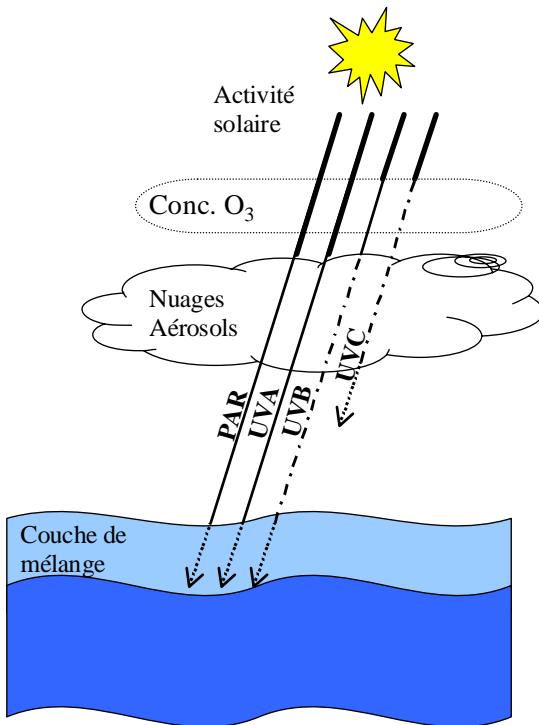


Figure B.2 Schéma simplifié des "compartiments" atténuant les différents rayonnements qui composent la lumière solaire.

B.1. Le régime mélange/lumière (rayonnements actifs photosynthétiquement, PAR)

Les PAR sont nécessaires à la production biologique, à la photosynthèse et de nombreuses études ont montré qu'ils pouvaient jouer un rôle important dans l'océan Austral. Sa limitation, due principalement à un mélange vertical profond selon certains auteurs, serait un facteur ou un cofacteur critique limitant la croissance phytoplanctonique dans cette région du globe (Nelson et Smith, 1991; Blain *et al.*, 2001; Boyd *et al.*, 2001a).

L'atmosphère :

Considérons dans un premier temps, l'atténuation subit par les rayonnements PAR entre le sommet de l'atmosphère et la surface de l'océan afin d'évaluer si l'atmosphère et les nuages ont eu un effet atténuant plus ou moins important en 2002/03. Les cartes de moyenne mensuelle de PAR issues du site de SeaWiFS permettent de comparer le flux lumineux arrivant à la surface de l'océan en 2002/03 et le flux lumineux climatologique établi entre 1997/98 et 2004. Les cartes climatologiques mensuelles montrent que dans la POOZ, les PAR sont faibles en

octobre, augmentent rapidement entre le mois d'octobre et de novembre, le maximum est atteint en décembre puis en février le flux lumineux est presque devenu aussi faible qu'en octobre. Les cartes de janvier et février 2003 et climatologiques présentent des taux de PAR similaires dans la POOZ, ce qui suggère que la quantité de PAR arrivant à la surface de l'eau en 2003 n'était pas plus importante qu'habituellement (Figure B.3).

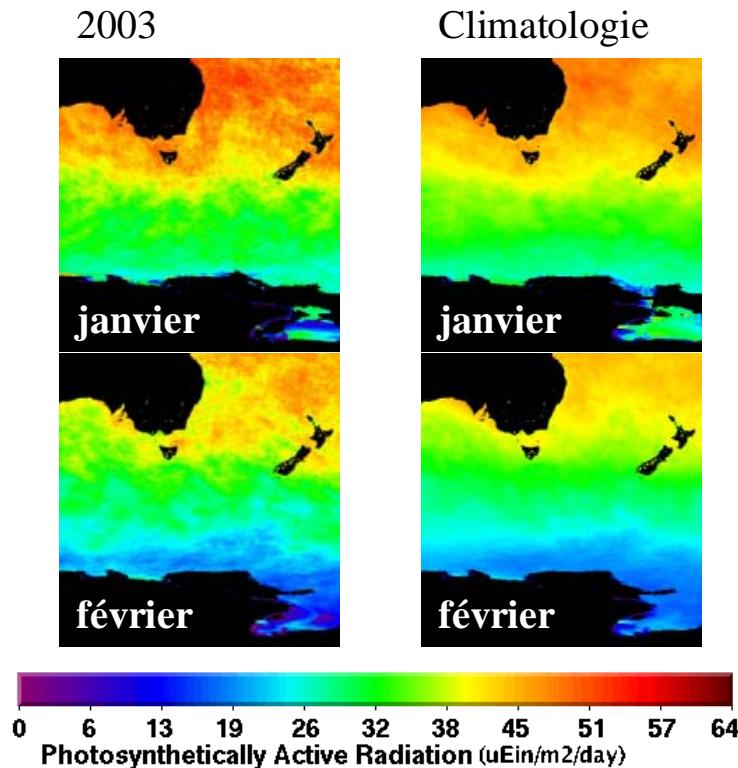


Figure B.3 Distribution de PAR moyennes mensuelles issues de SeaWiFS de janvier et février 2003 à gauche et climatologique à droite.

La couche de mélange :

Un flux lumineux donné arrivant à la surface de l'océan est atténué dès qu'il pénètre les eaux superficielles de l'océan. Sa variation d'intensité dépend des propriétés optiques de l'eau qu'il traverse. Les eaux de l'océan Austral sont des eaux dans lesquelles le phytoplancton et leurs produits détritiques sont les seules substances optiquement actives et les PAR y suivent une atténuation suivant une loi exponentielle (Rasmus *et al.*, 2004). Le phytoplancton reçoit un flux lumineux qui s'atténue avec la profondeur jusqu'à une certaine profondeur à laquelle la photosynthèse est rendue impossible à cause du manque de lumière, la profondeur critique de Sverdrup (Z_c). Ainsi pour des cellules photosynthétiques se trouvant à

une profondeur plus importante que la profondeur critique, la lumière devient un facteur limitant (Figure B.4).

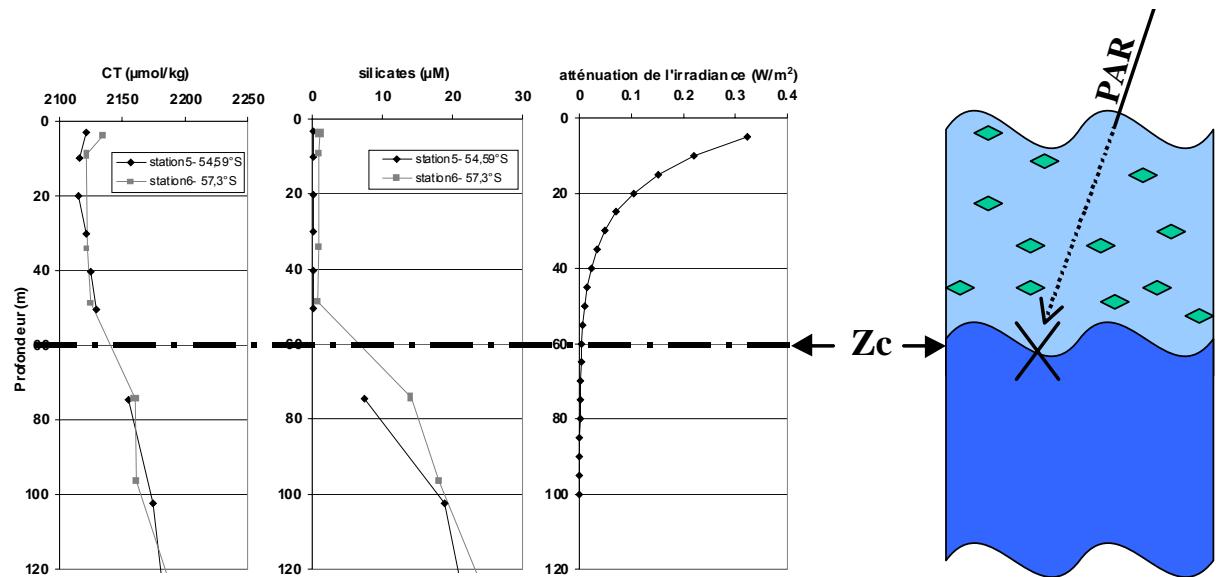


Figure B.4 Profils verticaux des concentrations en silicates et en CT aux stations 5 et 6 de la campagne OISO10 dans la POOZ et atténuation exponentielle en fonction de la profondeur de l'irradiance à la longueur d'onde de 450nm (Rasmus et al., 2004).

Le flux lumineux arrivant à la surface de la POOZ en 1996/97 et 2002/03 étant à priori identique ; une couche de mélange moins épaisse en 2002/03 aurait pu entraîner la mise en place d'un régime lumière/mélange favorisant la croissance phytoplanctonique. Or des observations tendent à invalider cette suggestion.

Les eaux ouvertes de l'ACC sont typiquement bien mélangées jusqu'à des profondeurs de 50 à 75m en été et de plusieurs centaines de mètres en hiver. Les profondeurs des couches de mélange estimées pour les campagnes de 1996/97 et 2002/03 à partir des données d'XBT (EXpendable Bathymograph) recueillies sur le site de Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org/>) (et des stations pour OISO10) sont rassemblées dans le Tableau B.1. La profondeur de la couche de mélange en été 2003 ne paraît pas être moins profonde qu'en 1997. Le cycle saisonnier observé les deux années est de l'ordre de grandeur du cycle saisonnier moyen de la profondeur de couche de mélange dans la zone antarctique nord (54-59,5°S) établi à partir des données d'XBT du programme SURVOSTRAL par Chaigneau et al. (2004) présenté Figure B.5.

Dates	23-25oct 1996	28janv 1997	31oct200 2	24-25déc 2002	1-2févr 2003	21-22févr et 1-2mars 2003
Campagnes correspondantes	MIN38	2 semaines avant MIN39	R0	R2	OISO10	R4
Profondeur de la couche de mélange en moyenne sur la POOZ:	140m	50-60m	100m	50-60m	40-50m	60-70m
Profondeur de la couche de mélange climatologique dans la POOZ (Chaigneau et al., 2004)	115m	50m	115m	55m	55m	70m

Tableau B.1 Récapitulatif des profondeurs de couches de mélange estimées à partir des données d'XBT pour les campagnes MINERVE 38 et 39, R0, R2 et R4 ainsi que OISO10.

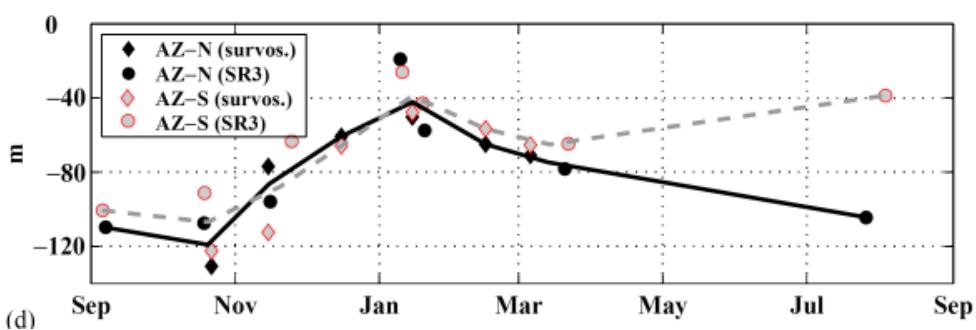


Figure B.5 Cycle saisonnier moyen de la profondeur de la couche de mélange dans les zones antarctique nord (AZ-N, 54-59,5°S) et antarctique sud (AZ-S, 59,5-62,5°S) (fig 5, Chaigneau et al., 2004).

La profondeur de la couche de mélange est contrôlée par les caractéristiques hydrologiques des eaux de surface (SSS et SST) et les vents, or les années 1996/97 et 2002/03 présentent les mêmes caractéristiques, seuls les vents diffèrent. La Figure B.6 représente les anomalies de tension de vent mensuelles moyennes sur la POOZ de 1996 à 2004. L'anomalie positive de 1m/s observée en octobre 1996 explique, peut-être en partie, le fait que la couche de mélange soit légèrement plus profonde (140m) et l'anomalie négative de presque 1,5m/s en octobre 2002 que la couche de mélange soit légèrement moins profonde que la profondeur climatologique du mois d'octobre. On remarquera qu'en janvier, février et mars 1997 et 2003, les vents sont voisins des vents moyens mensuels.

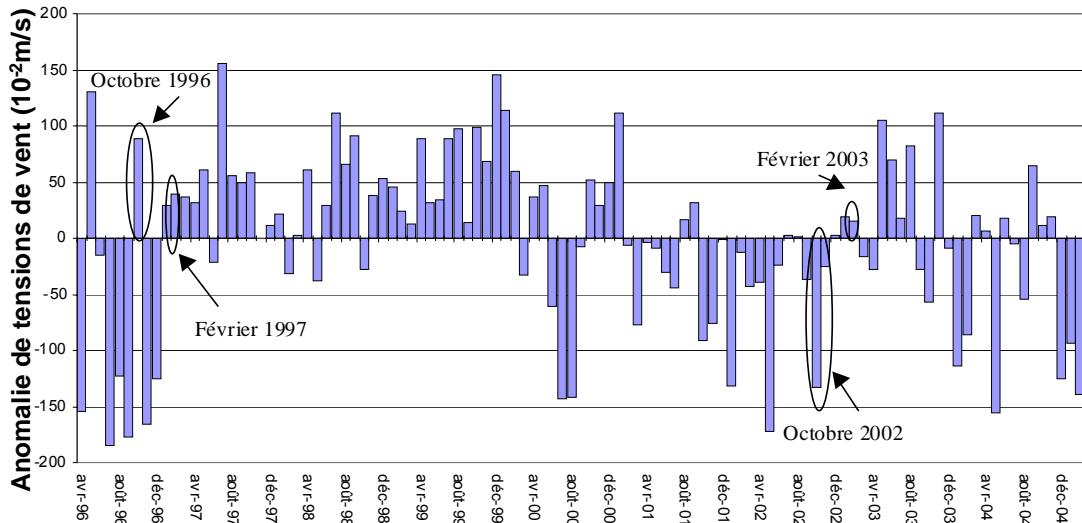


Figure B.6 Graphique des anomalies de tensions de vent mensuelles moyennes issues de ERS2 et QuikSCAT sur la POOZ (51,5-57,5°S ; 137,5-147,5°E) de 1996 à 2004.

En conclusion, les atténuations subies par les rayonnements PAR entre le sommet de l'atmosphère et l'intérieur de la couche de mélange de la POOZ en février 1997 et 2003 sont identiques ; les couches de mélange dans la POOZ en février 1997 et 2003 sont de la même profondeur. Le flux lumineux reçu par le phytoplancton en été 1997 et 2003 est identique. Par conséquent le flux lumineux (PAR) ne semble pas avoir favorisé l'accroissement de l'activité biologique en février 2003.

B.2. Les rayonnements ultraviolets (UVR)

Les UVC étant quasiment stoppés par l'atmosphère, les UVR reçus par le phytoplancton se composent principalement des UVA et des UVB. Ces deux domaines de longueur d'onde du spectre de la lumière sont des rayonnements qui inhibent fortement la croissance phytoplanctonique comme le soulignent un grand nombre d'études (Smith *et al.*, 1992; Neale *et al.*, 1998; Helbling *et al.*, 2001; Larsen, 2005). Bien que certains planctons synthétisent des composés protecteurs absorbant les UVR (mycosporine-like amino-acids), les UVR peuvent conduire à une diminution significative de la production primaire. Selon une étude de modélisation, les UVR ont un effet inhibiteur de croissance phytoplanctonique dans l'océan Austral pouvant atteindre jusqu'à 54%, dont 65 à 99% serait dus aux UVA (Arrigo, 1994). Ces

résultats de modèle sont validés par des études *in situ* : selon Boucher et Prézelin, en océan Austral, 19% de la diminution de la productivité primaire est due aux UVA, avec une diminution additionnelle de 15% due aux UVB (Boucher et Prézelin, 1996; Neale *et al.*, 1998; Helbling *et al.*, 2001).

Le pouvoir inhibant des UVA et B, pourrait-il avoir été moins fort en 2002/03 qu'en 1996/97 (ou qu'habituellement) dans la POOZ et avoir ainsi permis à l'activité biologique de se développer?

Tout comme les PAR, les UVA et B sont plus ou moins atténusés dans l'atmosphère (couverture nuageuse, aérosols) et dans l'océan (profondeur de la couche de mélange). Mais ils sont en plus atténusés par la quantité d'ozone stratosphérique (Neale *et al.*, 1998) (Figure B.2). Ainsi l'exposition du phytoplancton aux UVR est variable et la différence d'atténuation imposée par les différents "réservoirs" entre février 1997 et 2003 est étudiée :

La couche de mélange :

De l'étude de comparaison des profondeurs de couches de mélange effectuée précédemment pour les PAR, il semblerait que les profondeurs de la couche de mélange en été dans la POOZ soient très voisines en 1997 et en 2003. Ceci suggère que l'atténuation des UVA et B due à la couche de mélange a été du même ordre de grandeur les deux années, comme pour les PAR. De plus les modèles de photosynthèse tenant compte de l'influence des UV en tant qu'inhibiteur ne présenteraient aucune sensibilité aux variations de mélange vertical (Neale *et al.*, 1998).

La couverture nuageuse :

La présence au dessus de la POOZ d'une couverture nuageuse plus importante en 2002/03 par rapport à 1996/97, pourrait avoir atténué un peu plus les rayonnements UVA et B et diminué leur pouvoir inhibant, permettant ainsi au phytoplancton de se développer. Malheureusement les données de couverture nuageuse issues de l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) ne sont disponibles que jusqu'en septembre 2001. L'atténuation des UVA et B dans l'atmosphère en fonction de la variabilité de la couverture nuageuse ne sera donc pas explorée.

Le contenu intégré d'ozone stratosphérique :

La destruction d'ozone stratosphérique (altitude 10-40km) polaire est le résultat de la combinaison de trois facteurs : la présence de composés halogénés, principalement les chlorofluorocarbures et les halons qui sont des gaz d'origine industrielle, de très basses températures hivernales et de la réapparition du rayonnement solaire au dessus du continent à la fin de l'hiver polaire. Cette "chimie polaire" implique que la quantité et la distribution d'ozone varient beaucoup au-dessus des régions antarctiques. Par définition le "trou" d'ozone est la région qui enregistre des diminutions de contenu intégré d'ozone inférieures à 220 DU (Dobson Units). Il se forme entre août et décembre et se situe au-dessus du continent Antarctique principalement dans le secteur 100°W-30°E et au dessus de la mer de Weddell (Figure B.7) ; la partie orientale, surtout le secteur 90-150°E notre secteur d'étude, est moins fréquemment sous le "trou". Egalement entre août et décembre, le contenu intégré d'ozone stratosphérique au-dessus de l'océan Austral, entre 45 et 60°S, suit un cycle "saisonnier". Dès juillet la concentration en ozone augmente et se situe en moyenne entre 275 et 375DU, en passant par des concentrations maximales en septembre-octobre puis diminue pour retrouver les valeurs de juillet en décembre. Le reste de l'année les concentrations d'ozone varient entre 250 et 300DU. On notera qu'entre juillet et décembre des maxima de contenu d'ozone atteignant 475DU par endroit, sont observables. Le maximum majeur, observé presque chaque année, se situe au dessus de l'océan Indien est, entre 90 et 150°E (Figure B.7).

En septembre et octobre 2002, des conditions météorologiques exceptionnelles dans la stratosphère ont été observées (Allen *et al.*, 2003; Hoppel *et al.*, 2003), le "trou" d'ozone était particulièrement réduit à la mi-août 2002 et se séparait en deux fin septembre 2002, phénomène encore jamais observé auparavant. Ces résultats ont suscité notre intérêt. Les données de contenu d'ozone intégré TOMS ont pu être obtenues au dessus de notre zone d'étude, la POOZ (S. Godin-Beekmann, communication personnelle). Leurs moyennes mensuelles sur la surface de la POOZ (52,5-58°S ; 143-147,5°E) sont présentées Figure B.8 d'août 1996 à septembre 2004. Le cycle "saisonnier" de l'ozone stratosphérique au-dessus de l'océan Austral décrit précédemment est observable au-dessus de la POOZ "tasmanienne" ; il présente un maximum en septembre-octobre. Les contenus intégrés moyens en

janvier et février 1997 (294 ± 9 et 295 ± 7 DU) et en janvier et février 2003 (298 ± 9 et 299 ± 7 DU) sont similaires.

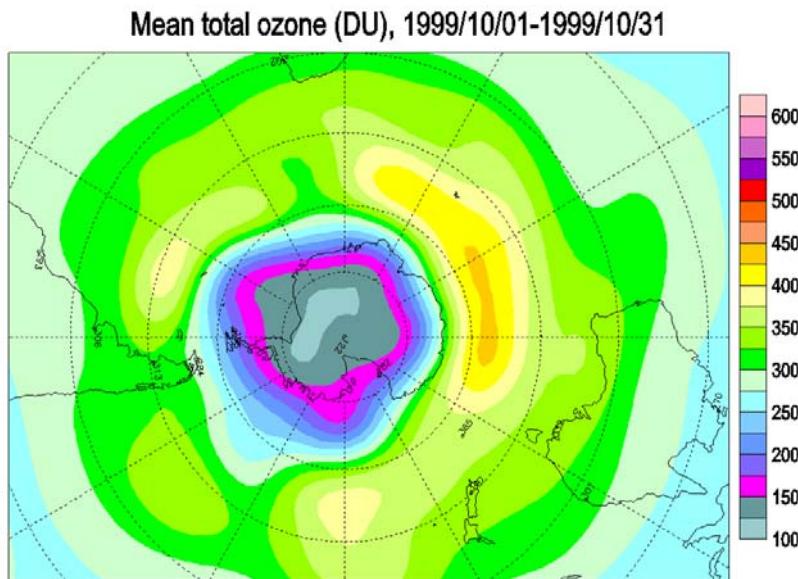


Figure B.7 Carte représentant le contenu d'ozone intégré sur la stratosphère moyen au dessus de l'Antarctique en octobre 1999.

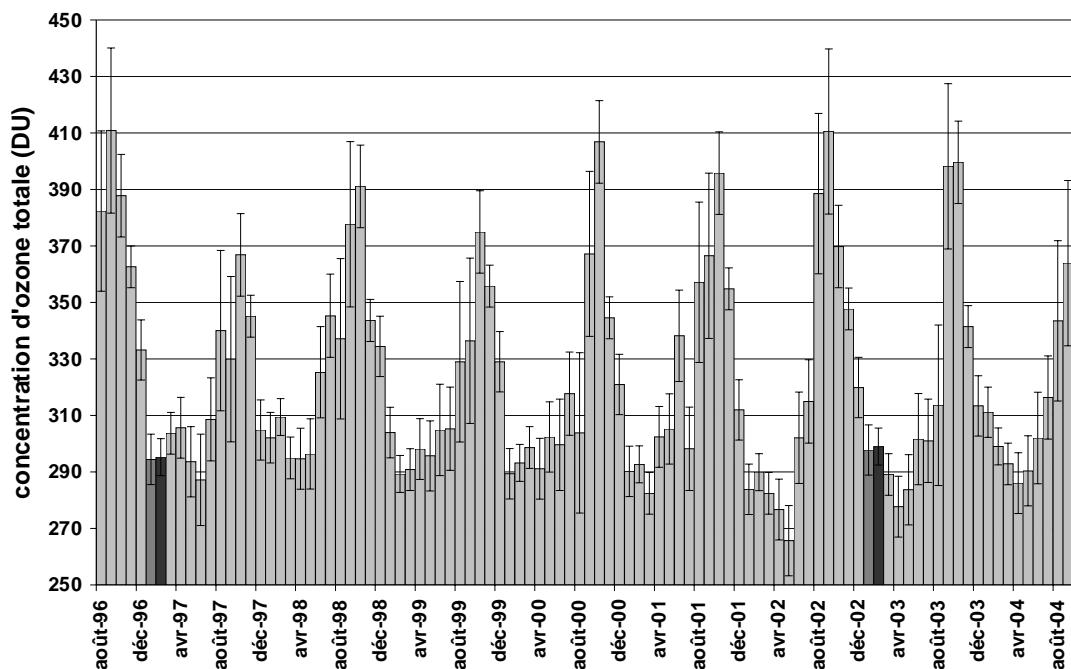


Figure B.8 Graphique représentant les contenus intégrés d'ozone mensuelles moyens au-dessus de la POOZ ($52,5-58^{\circ}$ S ; $143-147,5^{\circ}$ E) d'août 1996 à septembre 2004 issus de TOMS. Les barres gris foncé correspondent au mois de janvier 1997 et 2003 et les barres noires les mois de février 1997 et 2003.

Or, seuls les radiations d'UVB, pouvant avoir des effets nuisibles sur la production primaire (Stamnes *et al.*, 1992; Solomon, 1999), sont significativement affectées par

les variations de contenu intégré d'ozone stratosphérique. Et les résultats de certains travaux montrent que les variations de contenu d'ozone seraient à l'origine d'une inhibition plus ou moins forte de la production primaire dans les eaux ouvertes de l'océan Austral, en particulier dans les régions situées sous le trou d'ozone (Smith *et al.*, 1992; Hessen *et al.*, 1997; Neale *et al.*, 1998; Arrigo *et al.*, 2003).

Ainsi ne pas observer de différence significative entre les contenus d'ozone de janvier-février 1997 et 2003, implique que l'atténuation des UVB due à la concentration d'ozone est du même ordre pour les deux années et que, par conséquent, la croissance phytoplanctonique n'est pas moins inhibée par le flux d'UVB en 2003 qu'en 1997.

Néanmoins, on remarquera que les variations de contenu d'ozone sont plus importantes entre août et décembre-janvier, période pendant laquelle les conditions environnementales favorables au développement phytoplanctonique s'établissent. La biomasse alguaire commence à augmenter un mois environ avant le début d'un réchauffement significatif ou d'une stratification (Trull *et al.*, 2001a).

D'ailleurs, selon certains auteurs, des conséquences indirectes des implications locales, des UVB sur la production primaire peuvent exister :

- la composition des espèces phytoplanctoniques peut être modifiée principalement à cause des différents mécanismes de réparation et de photoprotection (Karentz, 1994). Des études à long-terme ont déjà montré que l'augmentation des UVR provoquaient un changement de population des flagellées aux diatomées (Slezak et Herndl, 2003).

- la distribution des éléments nutritifs peut être altérée (Arrigo *et al.*, 1999).

Ainsi les variations d'ozone entre août et décembre pourraient avoir eu une influence sur ce que l'on observe en février. Mais la masse d'eau dans laquelle le bloom de février 2003 est mesuré n'est pas exactement celle qui a dû subir des modifications par les UVB 2 à 3 mois auparavant, ce qui limite cette argumentation.

Une approche alternative serait de travailler directement sur les flux d'UVR qui arrivent à la surface de l'eau mais, au préalable, quelques questions doivent être résolues afin d'évaluer précisément les dommages des UVR sur le phytoplancton *in situ*: quelles sont les longueurs d'onde les plus nocives pour le phytoplancton ?

comment les plus nocives sont-elles atténuées par les différents milieux (nuages, ozone, eau) ? quelle est la durée d'exposition ?

Malgré de multiples études en cours, les résultats des travaux sur l'impact des UV restent pour l'instant très controversés. Les UVR ont un effet direct nuisible sur les cellules phytoplanctoniques mais auraient également des effets sur leur environnement nuisibles et/ou bénéfiques. Par exemple, les UVR étant un élément majeur dans la photochimie, ils modifient la biodisponibilité de la matière organique dissoute (Sommaruga *et al.*, 1997), interviennent dans l'évolution des virus (Lindell *et al.*, 1996), dans la production photochimique de substances toxiques (les métaux cuivre et aluminium, les radicaux superoxydes et le peroxyde d'hydrogène) (Karentz, 1994), dans la spéciation du fer (Rijkenberg *et al.*, 2004). Ils présentent ainsi un stress environnemental significatif pour le phytoplancton, pas nécessairement négatif ; des études récentes avancent même que les UVR pourraient avoir un effet bénéfique sur le phytoplancton (H. Claustre, communication personnelle).

En conclusion, les atténuations des radiations UV arrivant dans la POOZ en été 1997 et 2003 semblent être très voisines : profondeurs de mélange et contenus intégrés d'ozone stratosphérique similaires. Ainsi l'impact des radiations UV, notamment les UVB, sur la productivité phytoplanctonique en été 2003 et 1997 ne semble pas être différent. Et par conséquent une variation des UVR ne semble pas pouvoir expliquer l'accroissement phytoplanctonique observé dans la POOZ en février 2003.

Remarque particulière sur la couverture nuageuse : résultat liminaire

Les données de couverture nuageuse provenant de l'ISCCP ont été obtenues au-dessus de notre zone d'étude, la POOZ (G. Sèze, communication personnelle). Malheureusement les données provenant de l'ISCCP ne sont pas disponibles, à l'heure actuelle, pour l'année 2002/03, ne permettant pas ainsi de comparer la couverture nuageuse présente au printemps-été 1996/97 avec celle de 2002/03. Les données mensuelles disponibles de 1983 à 2001 ont été moyennées sur la POOZ ($52,5\text{--}60^{\circ}\text{S}$; $142,5\text{--}147,5^{\circ}\text{E}$) et sont présentées Figure B.9. Dans cette région du globe la couverture nuageuse est importante, avec des couvertures comprises entre 80 et 95%. Un cycle saisonnier est difficilement observable. Cependant il semblerait qu'on observe une tendance : la couverture nuageuse "moyenne" semble avoir diminuer de quelques pour cents entre 1983 et 2001.

Cette diminution de la couverture nuageuse impliquerait qu'un flux lumineux plus intense arrive à la surface de l'eau. Les PAR, contrôlées de façon prédominante par

la couverture nuageuse car elle les atténue fortement (Arrigo et al., 2003), arriveraient en quantité plus importante à la surface de l'eau ; les UVR aussi. Leurs effets étant principalement antagonistes vis à vis du phytoplancton, un bilan est difficile à dresser.

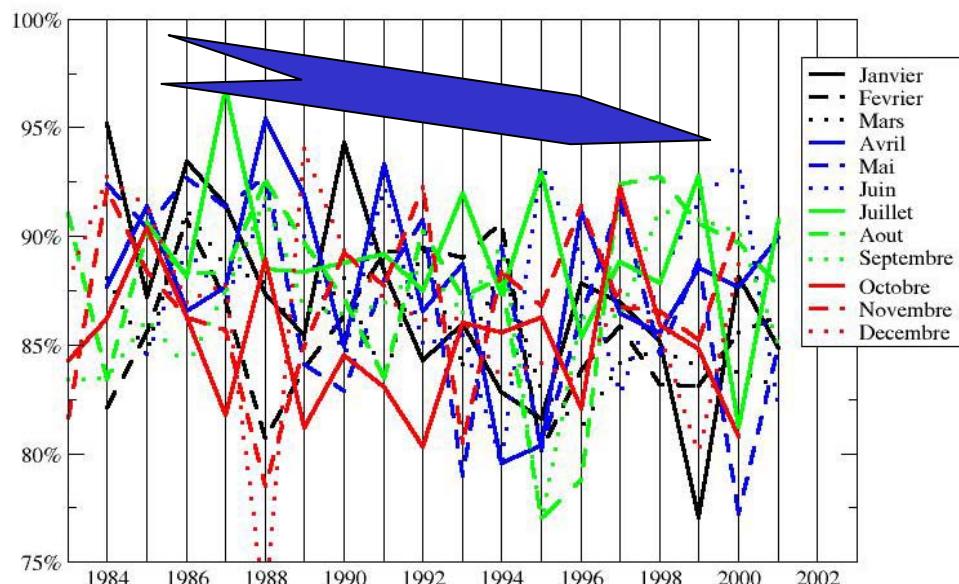


Figure B.9 Graphique représentant les pourcentages moyens mensuels de couverture nuageuse sur la POOZ entre 1983 et 2001 issus de l'ISCCP.

Une étude menée localement par Engelsen et al. en Norvège du nord (à Skrova) pendant le printemps a permis de mettre en évidence une tendance de $+3,6 \pm 2,4\%$ par décennie de la dose érythémale d'UV principalement du fait d'une tendance inverse de -2% de couverture nuageuse et de -3,8% par décennie entre 1979 et 1999 (Engelsen et al., 2004). Les résultats de cette étude confortent la tendance observée par nos données de couverture nuageuse. Il convient cependant d'être prudent avec ce résultat : est-ce une tendance "réelle" ou un biais venant de l'analyses des données, possible dans cette région ? Ce travail de vérification devrait être réalisé au LMD dans le futur.

Néanmoins si les recherches sur l'influence des nuages sur les croissances phytoplanctoniques étaient plus poussées, il serait intéressant d'étudier le type et surtout l'altitude des nuages (Cede et al., 2002) car l'intensité des pouvoirs réfléchissant, absorbant et de diffusion des nuages est modifiée en fonction de leurs caractéristiques. Les nuages de basse altitude agissent essentiellement par leur pouvoir réfléchissant, alors que ceux de haute altitude ont un pouvoir absorbant relativement plus fort.

C. Les micronutriments et en particulier le fer

En plus des éléments nutritifs majeurs tels que le carbone, le phosphore et l'azote, des micronutriments sont nécessaires à la croissance des microorganismes phytoplanctoniques. Ils ont un rôle biologique et interviennent souvent en tant que cofacteur dans les enzymes et/ou en tant qu'élément structurel dans les protéines. Le fer est le plus étudié depuis quelques années. Il est un élément clef intervenant dans les chaînes de transport d'électrons pour la respiration, la voie de synthèse de la chlorophylle et la réduction de nitrate et nitrite, nécessaire à la production d'acides aminés (Löscher *et al.*, 1997).

Des expériences d'enrichissement en fer au laboratoire et sur le terrain à mésoéchelle ont montré que le fer joue un rôle majeur dans la croissance phytoplanctonique dans de vastes régions océaniques. Dans les eaux de surface des systèmes HNLC, les faibles concentrations en fer mesurées indiquent que le déficit en fer pourrait limiter la production primaire estivale (De Baar *et al.*, 1995; Sedwick *et al.*, 1997; Sedwick *et al.*, 1999). Cette hypothèse est soutenue par de nombreuses expériences d'enrichissement, notamment dans l'océan Austral (Boyd *et al.*, 2000; Franck *et al.*, 2000; Boyd et Law, 2001b; Coale *et al.*, 2004; Coale *et al.*, 2005). Toutefois, des eaux riches ou enrichies en fer, ne conduisent pas toujours à des blooms de phytoplancton (Blain *et al.*, 2001; Tsuda, 2004). Des études ont également montré l'importance de la colimitation physique et/ou chimique sur le contrôle de la croissance phytoplanctonique dans cette région (Blain *et al.*, 2002).

Cependant on est toujours loin d'avoir une compréhension quantitative du rôle de ce micronutriment. La chimie du fer est très complexe, ses formes physiques (dissous, colloïdal, particulaire) et chimiques (état redox et complexation organique) sont variées dans la couche de mélange. Ses formes dissoutes et leur spéciations ne sont pas encore bien connues (Sohrin *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 2005). Généralement les concentrations de fer dissous dans les eaux antarctiques de surface sont basses toute l'année, inférieures à 0,2nM (De Baar *et al.*, 1995; Sedwick *et al.*, 1999; Coale *et al.*, 2005). Cependant des valeurs plus élevées sont également rapportées dans l'océan Austral par certains auteurs, en particulier dans des secteurs proches de sources continentales (De Baar *et al.*, 1995), tel que le secteur atlantique (Löscher *et al.*, 1997). Au sud de l'Australie, la distribution en fer a été bien documentée ; au

nord du front polaire par Sedwick *et al.* lors des campagnes du SAZ project (la concentration en fer dissous des eaux de surface est inférieure à 1nM en été) et au sud du front polaire par Sohrin *et al.* (au printemps la concentration en fer dissous des eaux de surface est inférieure à 0,2nM (Sedwick *et al.*, 1997; Sedwick *et al.*, 1999; Sohrin *et al.*, 2000)). Selon Sohrin *et al.*, la concentration en fer dans ce secteur est un des facteurs limitant la croissance phytoplanctonique.

Les sources de fer dans les eaux de surface antarctiques sont de plusieurs ordres. De même que pour les macronutriments, l'apport en surface peut venir des eaux sous-jacentes par des upwellings au niveau de la divergence antarctique ou par le mélange vertical. D'autres sources sont possibles comme l'apport par les sédiments au niveau des marges continentales, par la fonte des icebergs et de la banquise et par les poussières atmosphériques d'origine continentale (Löscher *et al.*, 1997). Compte tenu de la position géographique de la POOZ, les apports par les sédiments et la divergence antarctique sont faibles, de même qu'en été l'effet de la fonte de glace ou d'icebergs est également faible (Löscher *et al.*, 1997). De plus l'océan Austral est la région du globe qui reçoit le moins de poussières atmosphériques (Löscher *et al.*, 1997; Sohrin *et al.*, 2000). L'apport de fer éolien à la POOZ est par conséquent très faible.

Les concentrations en fer dissous n'ont pas été mesurées pendant les campagnes MINERVE et OISO 1996/97 et 2002/03. Aucune mesure n'est donc disponible pour mettre en évidence un apport de fer épisodique peu probable selon les conditions environnementales habituelles. Cependant, des observations récentes permettent d'émettre l'hypothèse que des tempêtes de poussières auraient pu fertiliser la POOZ en 2002/03. Les tempêtes de poussières sont des événements courants dans les terres intérieures arides australiennes. Généralement les tempêtes de poussières provenant du sud-est de l'Australie (dans les Queensland et le New South Wales NSW) apparaissent majoritairement entre septembre et décembre et sont associées au passage d'un front dépressionnaire se déplaçant d'ouest en est (McTainsh *et al.*, 1998). Les panaches de poussières s'étendent sur les régions terrestres mais ils quittent fréquemment le continent et se déposent dans les régions océaniques, en mer de Tasman (McGowan *et al.*, 2000). Une des tempêtes la plus importante jamais enregistrée dans l'est de l'Australie rapportée par McTainsh *et al.*, s'est produite le 23 octobre 2002 (2400km de long, 400km de large et de 1,5 à 2,5km de hauteur). Des conditions particulièrement sévères de sécheresse et de températures

moyennes maximales relevées dans la région est australienne durant les 6 mois précédents sont à l'origine d'une tempête d'une telle ampleur (McTainsh *et al.*, 2005). L'année 2002/03 fut une période très active, comparée aux années de 1997 à 2001, en terme de tempêtes de poussières (McTainsh, communications personnelles). De plus des études récentes ont montré que les trajectoires des transports de poussières de l'Australie vers la Nouvelle-Zélande sont diverses et variables, des trajets vers le sud en direction de l'océan Austral ont été identifiés. Les tempêtes de poussières peuvent parcourir de grandes distances au dessus de l'océan Austral (McGowan *et al.*, 2000; Boyd *et al.*, 2004).

De même que dans l'étude réalisée par Boyd *et al.*, les cartes provenant de SeaWiFS représentant la distribution d'épaisseur optique d'aérosols (AOT) à 865nm hebdomadaires de la région de janvier et février 2003 sont étudiées (Boyd *et al.*, 2004). Dans des conditions océaniques sans aérosols de type poussières ou cendres, l'AOT est comprise entre 0,1 et 0,15. Malgré la présence de nuages (taches noires) sur la carte du 24 janvier au 1^{er} février, des taches jaunes au nord de la POOZ suggèrent que le lieu est probablement influencé par un événement éolien. Cette hypothèse est appuyée par l'examen des cartes de couleur vraie journalières provenant de SeaWiFS du 24 et du 26 janvier 2003 montrant le sud de l'Australie : de grands panaches de poussières sont visibles, ils indiquent une forte activité éolienne (Figure C.1). De plus pendant les semaines du 2 au 9 février et du 10 au 17 février, l'AOT semble être compris entre 0,2 et 0,25 sur une grande partie de la POOZ (Figure C.1 et Figure C.2). Or, selon les cartes hebdomadaires de chlorophylle-a estimée par SeaWiFS, le pulse local d'augmentation de productivité primaire dans la POOZ est visible à partir de la semaine du 2 au 9 février (voir chapitre III). Donc compte tenu du temps de trajet de la tempête en fonction des vents et du temps de réponse du phytoplancton au phénomène de "fertilisation", de 5 à 10 jours d'après les différentes expériences d'enrichissement réalisées en océan Austral, il est possible que l'augmentation de chlorophylle observée en février 2003 dans la POOZ au sud de la Tasmanie soit causée par une augmentation de la concentration en fer en quantité suffisante apporté par des événements éoliens épisodiques. La persistance de la croissance observée, de début février à début mars semble être entretenue par le même type d'apport de poussières épisodiques comme le suggère la carte d'AOT de la semaine du 18 au 25 février (Figure C.2).

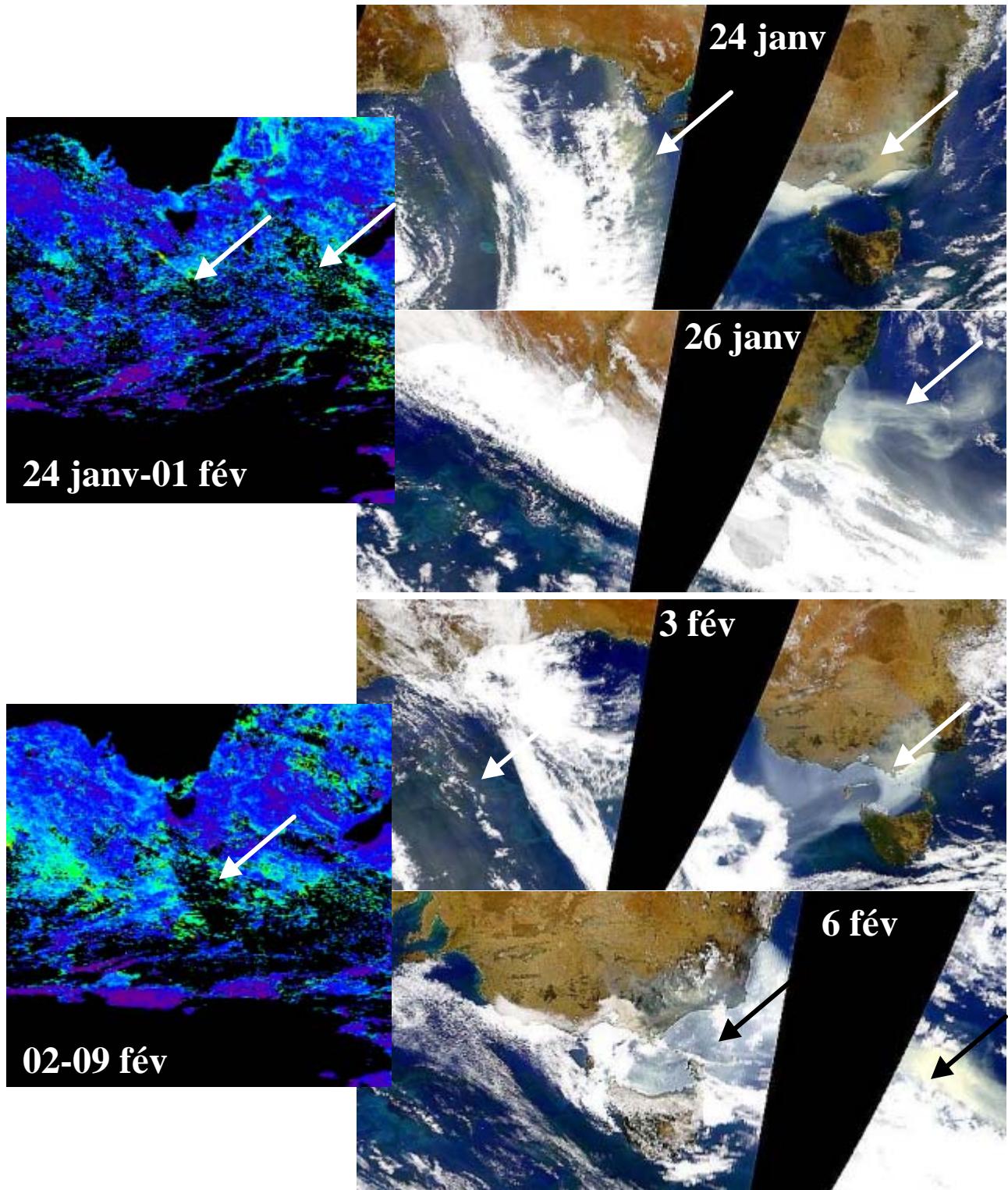


Figure C.1 Cartes hebdomadaires de la distribution d'épaisseur optique d'aérosols (AOT) et de couleur vraie issues de SeaWiFS pour les semaines du 24 janvier au 1 février et du 2 au 9 février 2003.

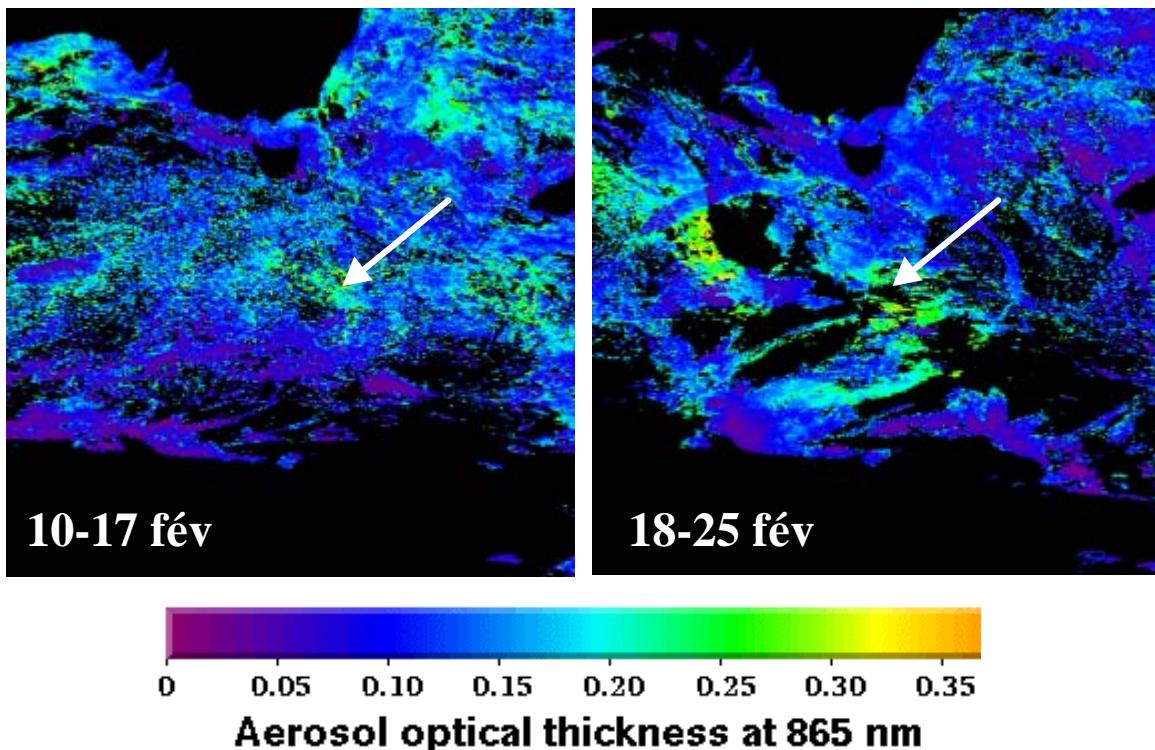


Figure C.2 Cartes hebdomadaires de la distribution d'épaisseur optique d'aérosols (AOT) issues de SeaWiFS pour les semaines du 10 au 17 février et du 18 au 25 février 2003. Ces cartes ne peuvent être accompagnées des cartes de couleur vraie SeaWiFS journalières car celles-ci présentent une importante couverture nuageuse ce qui ne permet malheureusement pas de visualiser de panaches de poussières.

Cependant, les mécanismes proposés n'étant pas testés explicitement, des études plus poussées seraient nécessaires afin de vérifier ces hypothèses. Il serait utile par exemple de calculer les rétrotrajectoires des panaches de poussières à partir de cartes météorologiques synoptiques du Bureau of Meteorology et d'obtenir une meilleure résolution des données (AOT et chlorophylle en particulier). Des travaux futurs, afin de révéler d'éventuelles corrélations entre les panaches de poussières et les blooms phytoplanctoniques dans la région australienne pendant cette période de forte activité de tempêtes (2002/03), sont envisagés par G. McTainsh et P. Boyd (communication personnelle).

De plus des feux de forêt importants ont eu lieu au sud de l'Australie près de Canberra et en Tasmanie de mi-janvier à début février 2003. Les foyers et la direction de la fumée sont bien visibles sur les cartes de couleur vraie de SeaWiFS (<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/satellite/seawifs/>) (Figure C.3). L'influence de ces panaches de fumée sur la croissance phytoplanctonique est entièrement à explorer mais serait une voie de recherche intéressante.

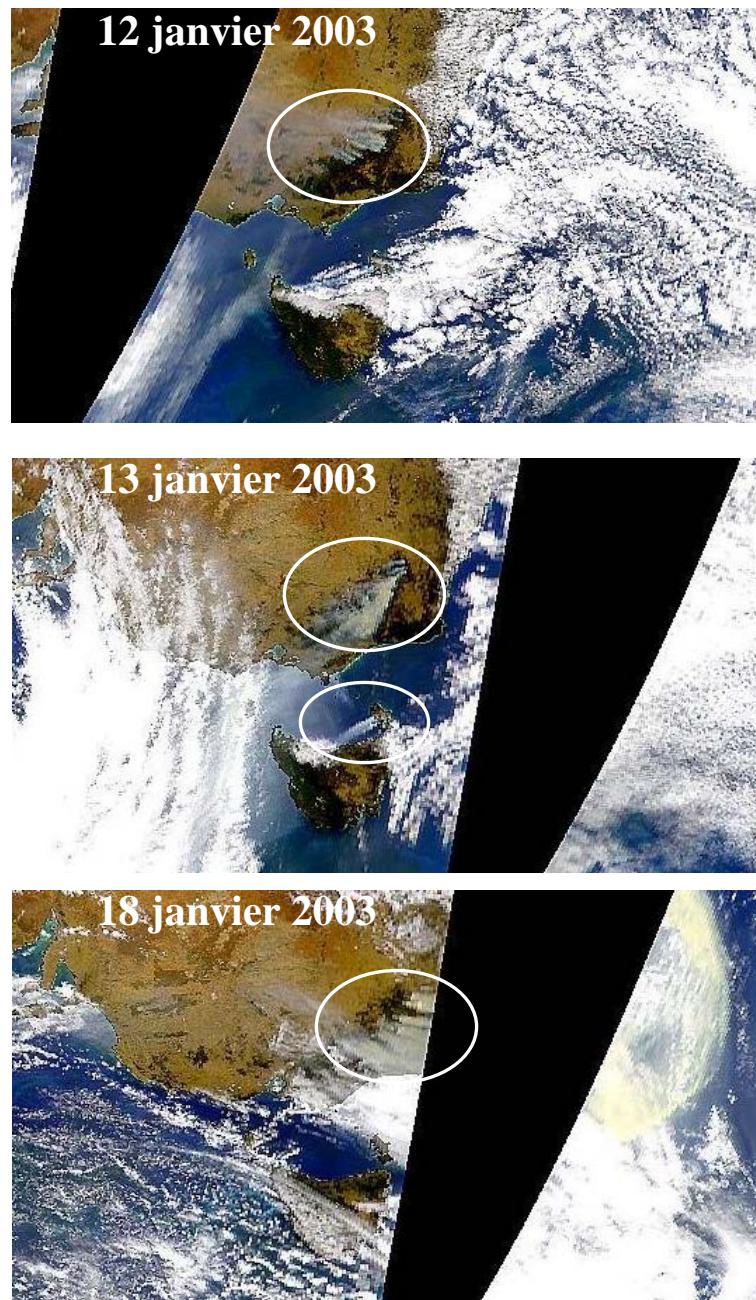


Figure C.3 Images SeaWiFS de couleur vraie du sud de l'Australie et de la Tasmanie.

En conclusion, la période printemps-été 2002/03 a été une période très active en terme de tempêtes de poussières d'origine désertique en Australie, une des plus importante jamais rapportées. Et il semble fort probable que l'apport de fer par des événements éoliens soit en partie à l'origine de l'augmentation de la biomasse phytoplanctonique dans la POOZ en février 2003.

En conclusion sur ce dernier chapitre dans lequel nous avons appréhendé quelles pouvaient être les variations de certains paramètres à l'origine de l'augmentation de la production algale observée dans la POOZ entre février 1997 et 2003. Des réponses ont été apportées :

-la présence d'une anomalie chaude de SST, ainsi qu'une évolution du régime mélange/lumière ou du contenu intégré d'ozone stratosphérique ne semblent pas avoir favorisé la croissance phytoplanctonique.

-par contre la présence d'un évènement ENSO en 2002/03 et des apports de fer épisodiques provenant d'Australie semblent avoir influencé la croissance phytoplanctonique et par conséquent être à l'origine du puits intense de CO₂ calculé dans la POOZ en février 2003

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Notre étude a contribué, dans un premier temps, à faire progresser la compréhension du cycle du CO₂ dans l'océan Austral, en documentant les variations saisonnières et interannuelles de la fugacité de CO₂ des eaux de surface du secteur sud australien à moyenne échelle. Ce travail a été réalisé grâce à un jeu de données récoltées lors de 6 campagnes effectuées entre octobre et mars : 4 trajets Hobart-Dumont D'Urville en 1996/97 et 8 en 2002/03. Les campagnes de 2002/03 représentent une série unique de données qui, pour la première fois, documentent le cycle saisonnier printemps-été dans cette zone. Les résultats majeurs obtenus dans les différentes régions sont résumés ci-dessous :

La région subantarctique (SAR) :

Les cycles saisonniers printemps-été de $f\text{CO}_2$ dans la SAR de 1996/97 et 2002/03 sont similaires et en accord avec les cycles rapportés dans la littérature (Metzl *et al.*, 1999; Inoue et Ishii, 2005). Cette région ne semble pas présenter de variabilité interannuelle significative vis-à-vis des flux de CO₂. Elle est un puits intense de CO₂. On note également que le comportement des eaux superficielles de la zone subtropicale (STZ) "tasmanienne" vis à vis du CO₂ atmosphérique diffère et est "opposé" au comportement des STZ classiquement influencées par les grands tourbillons subtropicaux. La STZ "tasmanienne" est plutôt influencée par les courants Est Australien et de Leeuwin, ainsi que par les côtes de la Tasmanie.

La région au sud de 62°S :

Les quelques mesures ponctuelles de $f\text{CO}_2$ collectées dans cette région en 1996/97 et 2002/03 ne permettent pas d'établir un "schéma type" de variabilité spatio-temporelle près du continent Antarctique (e.g. Gibson et Trull, 1999). Cette région subit des changements brusques en ce qui concerne les processus contrôlant les variations de CO₂. L'amplitude de la variabilité interannuelle y est grande à mésos-échelle en particulier du fait de l'influence de la dynamique de la glace, ce qui rend son estimation très complexe.

La zone en permanence libre de glace (POOZ) :

L'exploitation des données de 1996/97 a tout d'abord permis de montrer que la POOZ était un puits peu intense, proche de l'équilibre en été et ne présentait qu'une faible variabilité saisonnière printemps-été ; ces résultats concordent avec les observations antérieures en été Austral (Inoue et Ishii, 2005).

En 2002/03, l'exploitation des données du cycle printemps-été, qui est bien documentée, a mis en évidence un comportement inattendu des eaux de surface de la POOZ vis-à-vis du CO₂ atmosphérique. La POOZ se distinguait en été 2003 par la présence d'un puits de CO₂ très intense en février (-20mM/m²/j) pouvant s'expliquer par un accroissement de l'activité biologique. L'observation d'une telle intensité de puits de CO₂ était complètement différente des résultats antérieurs et des observations de 1996/97. Par conséquent, l'été 2003 paraît "atypique" de par l'intensité du puits de CO₂ atmosphérique présent dans la POOZ et de par l'accroissement de biomasse phytoplanctonique à l'origine de ce puits, observé tardivement dans la saison (en février alors que les études antérieures ont montré que le maximum de chlorophylle-a a généralement lieu fin décembre début janvier).

Une partie du présent travail a été de confronter les variations saisonnières de *pCO₂* climatologiques de Takahashi *et al.* (2002) avec celles issues des observations *in situ* de 1996/97 sur la radiale Tasmanie-Terre Adélie, ce dernier jeu de données n'ayant pas été utilisé pour construire la climatologie. Nous avons ainsi montré qu'un très bon accord existe entre ces données sur l'ensemble des zones SAR, POOZ et sud de 62°S, validant ainsi la climatologie établie par Takahashi *et al.* dans ce secteur.

De plus, une confrontation des flux de CO₂ issus de nos observations *in situ* et du modèle d'inversion atmosphérique de Bousquet *et al.* (qui utilise la climatologie de Takahashi *et al.*) a également été réalisée. Là encore, nous avons montré qu'il existe bien une cohérence dans les ordres de grandeur de ces deux résultats et dans la variation printemps-été dans le secteur "pacifique ouest" malgré l'extrapolation de données "ponctuelles" à une zone de plusieurs millions de km².

Notre étude a également montré que l'activité biologique pouvait se développer dans une zone de l'océan Austral considérée comme peu productive, qualifiée de zone HNLC (High-Nutrient, Low-Chlorophyll) et être à l'origine d'un puits intense de CO₂, comme cela avait déjà été remarqué par Jabaud-Jan *et al.* (2004) dans la POOZ de l'ouest du bassin indien. Ces observations ont relancé la réflexion sur les concepts de limitation, voire de colimitation, de la production primaire dans l'océan Austral. Notre étude s'est, par conséquent, intéressée aux différences de conditions environnementales entre février 1997 et 2003. Nous avons montré en analysant et explorant différents paramètres, que l'augmentation de biomasse ne pouvait pas avoir été favorisée par une augmentation de SST, ni par un régime mélange/lumière ou par un contenu intégré d'ozone stratosphérique (irradiance des UVB) différents. Par ailleurs, les phénomènes probablement à l'origine de cet accroissement semblent être liés à la présence d'un événement ENSO en 2002/03 et des apports de fer épisodiques provenant d'Australie, suite à une sécheresse sévère en février 2003 qui semble perdurer. Cette première approche pluridisciplinaire du problème a permis de mettre en avant des pistes de recherche qu'ils seraient intéressant d'approfondir afin d'estimer l'importance (quantitative et hiérarchique) des processus internes et externes intervenant, dont seule la résultante importe pour l'évolution du climat.

L'ensemble de ces conclusions permet d'envisager un certains nombres de perspectives.

- Concernant la région au sud de 62°S :

Une meilleure compréhension du système glace-océan-atmosphère paraît indispensable à l'étude de ces zones (CAZ et SIZ) et des rétroactions (dues par exemple à la fonte des glaces) qu'elles pourraient engendrer sur l'évolution de la teneur du CO₂ atmosphérique. Mieux comprendre les processus mis en jeu pendant le retrait et la formation de glace de mer vis-à-vis du CO₂ conduit nécessairement à récolter des données dans la région couverte de glace (Delille *et al.*, 2005).

- Concernant l'évolution temporelle estivale de fCO₂ dans la POOZ :

Avant le début de la série temporelle MINERVE, dans la littérature, les variations de fCO₂ estivales étaient documentées généralement par une seule campagne, souvent menée en janvier, période où la concentration en chlorophylle-a est maximale. La

description du comportement de la POOZ vis-à-vis du CO₂ atmosphérique était alors estimée à partir de l'exploitation des données récoltées lors de cette seule campagne 'extrapolée' aux 3 mois d'été, et représentant le comportement estival global. Or, comme le démontre nos résultats, un mois d'observation n'est pas suffisant pour décrire l'ensemble des variations estivales. En effet, si en 2003 nous n'avions eu que les résultats de la campagne de janvier (R2) nous aurions certainement conclu que la POOZ en été 2003 était un faible puits de CO₂ atmosphérique, voire à l'équilibre et que cette zone présentait les variations printemps-été de flux de CO₂ rapportées précédemment dans la littérature. Or ce n'est pas le cas ! Ceci remet en question l'affirmation selon laquelle la POOZ est un faible puits de CO₂, voire à l'équilibre en été. Les données du mois de janvier sur lesquelles sont basées ces déductions auraient pu être suivies d'un accroissement de biomasse en février ou mars, comme en 2003. Cependant, comme le puits intense de CO₂ observé en février 2003 est contrôlé par l'effet biologique, l'outil satellital SeaWiFS qui fourni des images de distribution de chlorophylle, permet d'affirmer qu'aucun développement de biomasse tardif n'a suivi le mois de janvier 2002 pendant la seule campagne rapportée dans la littérature depuis la mise en fonction de l'instrument SeaWiFS en 1997. Pour les campagnes antérieures l'incertitude demeure. Un accroissement de biomasse tel que celui rencontré en février 2003 semble toutefois être un phénomène occasionnel : sur 5 ans d'images SeaWiFS mensuelles estivales (1998-2003), seule janvier 1998 présente un "patch" vert de chlorophylle dans la POOZ semblable à celui de février 2003 et ayant pu entraîner l'apparition d'un puits de CO₂. Malheureusement, aucune donnée de CO₂ n'est disponible sur cette radiale cette année là pour confirmer la présence d'un puits !

Ces déductions soulignent donc l'importance des séries d'observation présentant une résolution temporelle bien adaptée, cadre de travail approprié proposé par le programme MINERVE. Les séries permettront ainsi d'estimer si l'existence d'un tel puits dans la POOZ est un phénomène isolé. Si ce phénomène venait à se reproduire, elles permettraient d'évaluer leur fréquence et amplitude.

- Concernant le modèle d'inversion atmosphérique :

La convergence des informations obtenues dans le secteur "pacifique ouest", mais aussi dans le secteur "indien" de l'océan Austral, est encourageante. Il serait

néanmoins intéressant de pouvoir extraire les flux estimés par les modèles sur une zone plus réduite correspondant au trajet du bateau afin d'affiner la comparaison. Un tel ajustement de la surface de comparaison devrait être rendu possible dans un avenir proche (Bousquet et Metzl, communications personnelles).

- Concernant l'évolution du climat :

Les résultats principaux de notre étude, replacés dans un contexte d'évolution du climat, indiquent qu'il est crucial de quantifier les échanges de CO₂ variables temporellement et régionalement de l'océan Austral, en réponse à l'augmentation de CO₂ atmosphérique et de les mettre en relation avec des variations de processus internes et externes.

Selon le 3ème rapport de l'IPCC de 2001, différents modèles climatiques prédictifs basés sur des scénarios différents qui quantifient les projections de l'éventuel futur changement climatique indiquent que l'Australie sera plus chaude et recevra moins de précipitation. On peut imaginer que des conditions de sécheresse similaires à celles de 2002/03 pourront se reproduire. En conséquence, la fertilisation "naturelle" par le fer d'origine australienne pourrait devenir un phénomène plus courant dans le futur, bouleversant par la même le cycle du CO₂ dans cette région. En ce qui concerne l'évènement El Niño, les projections actuelles laissent penser qu'il y aura peu de changement au cours des 100 prochaines années mais des doutes subsistent sur l'exactitude de la simulation de l'évènement du fait de la complexité des modèles utilisés.

Si la fréquence des modifications des forçages externes responsables de l'augmentation de la biomasse phytoplanctonique dans la POOZ venait à augmenter, l'océan absorberait plus de CO₂ de l'atmosphère ce qui modifierait le bilan global du carbone.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, D. R., R. M. Bevilacqua, G. E. Nedoluha, C. E. Randall and G. L. Manney, 2003. Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter. *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL017117.
- Arrigo, K. R., 1994. Impact of ozone depletion on phytoplankton growth in the Southern Ocean: large-scale spatial and temporal variability. *Marine Ecology Progress Series*, 114, 1-12.
- Arrigo, K. R., D. Lubin, G. L. van Dijken, O. Holm-Hansen and E. Morrow, 2003. Impact of a deep ozone hole on Southern Ocean primary production. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JC001226.
- Arrigo, K. R., D. Robinson, D. L. Worthen, R. B. Dunbar, G. R. DiTullio, R. Giacomo, M. VanWoert and M. P. Lizotte, 1999. Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO₂ in the Southern Ocean. *Science*, 283, 365-367.
- Bates, N., 2002. Interannual variability in the global uptake of CO₂. *Geophysical Research Letters*, 29, doi:10.1029/2001GL013571.
- Belkin, I. M. and A. L. Gordon, 1996. Southern Ocean fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3675-3696.
- Bindoff, N. L., M. A. Rosenberg and M. J. Warner, 2000. On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150°E. *Deep-Sea Research II*, 47, 2299-2326.
- Blain, S., P. N. Sedwick, F. B. Griffiths, B. Quéguiner, E. Bucciarelli, M. Fiala, P. Pondaven and P. Tréguer, 2002. Quantification of algal iron requirements in the Subantarctic Southern Ocean (Indian sector). *Deep-Sea Research II*, 49, 3255-3273.
- Blain, S., P. Tréguer, S. Belviso, E. Bucciarelli, M. Denis, S. Desabre, M. Fiala, V. Martin Jézéquel, J. Le Fèvre, P. Mayzaud, J.-C. Marty and S. Razouls, 2001. A biogeochemical study of the island mass effect in the context of the iron hypothesis: Kerguelen Islands, Southern Ocean. *Deep-Sea Research I*, 48, 163-187.
- Boucher, N. P. and B. B. Prézelin, 1996. An *in situ* biological weighting function for UV inhibition of phytoplankton carbon fixation in the Southern Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 144, 223-236.

- Bousquet, P., P. Peylin, P. Ciais, C. Le Quéré, P. Friedlingstein and P. P. Tans, 2000. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, 290(5495), 1342-1346.
- Boyd, P. W., C. Crossley, G. R. DiTullio, F. B. Griffiths, D. A. Hutchins, B. Quéguiner, P. N. Sedwick and T. Trull, 2001a. Control of phytoplankton growth by iron supply and irradiance in the subantarctic Southern Ocean: Experimental results from the SAZ Project. *Journal of Geophysical Research*, 106, 31,573-31,583.
- Boyd, P. W. and C. S. Law, 2001b. The Southern Ocean Iron RElease Experiment (SOIREE)- introduction and summary. *Deep-Sea Research II*, 48, 2425-2438.
- Boyd, P. W., G. McTainsh, V. Sherlock, K. Richardson, S. Nichol, M. Ellwood and R. Frew, 2004. Episodic enhancement of phytoplankton stocks in New Zealand subantarctic waters: Contribution of atmospheric and oceanic iron supply. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, doi:10.1029/2002GB002020.
- Boyd, P. W., A. J. Watson, C. S. Law, E. R. Abraham, T. Trull, R. Murdoch, D. C. E. Bakker, A. R. Bowie, K. O. Buesseler, H. Chang, M. Charette, P. Croat, K. Downing, R. Frew, M. Gall, M. Hadfield, J. Hall, M. Harvey, G. Jameson, J. LaRoche, M. Liddicoat, R. Ling, M. T. Maldonado, R. M. McKay, S. Nodder, S. Pickmere, R. Pridmore, S. R. Rintoul, K. Safi, P. Sutton, R. Strzepek, K. Tanneberger, S. Turner, A. Waite and J. Zeldis, 2000. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, 407, 695-702.
- Cede, A., M. Blumthaler, E. Luccini, R. D. Piacentini and L. Nuñez, 2002. Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from data of the Argentine Network. *Geophysical Research Letters*, 29, doi:10.1029/2002GL015708.
- Chaigneau, A. and R. Morrow, 2002. Surface temperature and salinity variations between Tasmania and Antarctica, 1993-1999. *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2001JC000808.
- Chaigneau, A., R. A. Morrow and S. R. Rintoul, 2004. Seasonal and interannual evolution of the mixed layer in the Antarctic Zone south of Tasmania. *Deep-Sea Research I*, 51, 2047-2072.
- Chiba, S., T. Hirawake, S. Ushio, N. Horimoto, R. Satoh, Y. Nakajima, T. Ishimaru and Y. Yamaguchi, 2000. An overview of the biological/oceanographic survey by RTV *Umitaka-Maru* III off Adelie Land, Antarctica in January-February 1996. *Deep-Sea Research II*, 47, 2589-2613.
- Clementson, L. A., J. S. Parslow, F. B. Griffiths, V. D. Lyne, D. J. Mackey, G. P. Harris, D. C. McKenzie, P. I. Bonham, C. A. Rathbone and S. R. Rintoul, 1998. Controls on phytoplankton production in the Australasian sector of the subtropical convergence. *Deep-Sea Research I*, 45, 1627-1661.

- Coale, K. H., A. L. Gordon and X. Wang, 2005. The distribution and behavior of dissolved and particulate iron and zinc in the Ross Sea and Antarctic Circumpolar Current along 170°W. Deep-Sea Research I, 52, 295-318.
- Coale, K. H., K. S. Johnson, F. P. Chavez, K. O. Buesseler, R. T. Barber, M. A. Brzezinski, W. P. Cochlan, F. J. Millero, P. G. Falkowski, J. E. Bauer, R. Wanninkhof, R. M. Kudela, M. A. Altabet, B. E. Hales, T. Takahashi, M. R. Landry, R. R. Bidigare, X. Wang, Z. Chase, P. G. Strutton, G. E. Friederich, M. Y. Gorbunov, V. P. Lance, A. K. Hilting, M. R. Hiscock, M. Demarest, W. T. Hiscock, K. F. Sullivan, S. J. Tanner, R. M. Gordon, C. N. Hunter, V. A. Elrod, S. E. Fitzwater, J. L. Jones, S. Tozzi, M. Koblizek, A. E. Roberts, J. Herndon, J. Brewster, N. Ladizinsky, G. Smith, D. Cooper, D. Timothy, S. L. Brown, K. E. Selph, C. C. Sheridan, B. S. Twining and Z. I. Johnson, 2004. Southern Ocean iron enrichment experiment: carbon cycling in high- and low-Si waters. Science, 304, 408-414.
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens and J. I. Antonov (2002). World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. Silver Spring, MD, National Oceanographic Center.
- Copin-Montegut, C., 1988. A new formula for the effect of temperature on the partial pressure of CO₂ in seawater. Marine Chemistry, 25, 29-37.
- Cresswell, G. R., 2000. Currents of the continental shelf and upper slope of Tasmania. Proceedings of the Royal Society of Tasmania, 133, 21-30.
- D.O.E. (1994). Handbook of methods for analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. ORNL/CDIAC-74. version 2, A.G. Dickson et C. Goyet.
- De Baar, H. J. W., J. T. M. De Jong, D. C. E. Bakker, B. M. Loscher, C. Veth, U. V. Bathmann and V. Smetacek, 1995. Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. Nature, 373, 412-415.
- Delille, B., A. J. Trevena, V. Schoemann, C. Lancelot, D. Lannuzel, M. L. Sauvée, J. De Jong, B. Tilbrook, M. Frankinouille, A. V. Borges and J. L. Tison (2005). Carbon dioxide dynamics in Antarctic sea ice and related air-ice CO₂ fluxes. 37th international Liège colloquium on ocean dynamics, gas transfer at water surfaces, Liège, Belgique.
- Edmond, J. M., 1970. High precision of titration alkalinity and total carbon dioxide content of sea water by potentiometric titration. Deep-Sea Research, 17, 737-750.
- Engelsen, O., G. H. Hansen and T. Svenoe, 2004. Long-term (1936-2003) ultraviolet and photosynthetically active radiation doses at a north Norwegian location

in spring on the basis of total ozone and cloud cover. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2003GL019241.

Franck, V. M., M. A. Brzezinski, K. H. Coale and D. M. Nelson, 2000. Iron and silicic acid concentrations regulate Si uptake north and south of the Polar Frontal Zone in the Pacific Sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, 47, 3315-3338.

Gibson, J. A. E. and T. W. Trull, 1999. Annual cycle of $f\text{CO}_2$ under sea-ice and in open water in Prydz Bay, East Antarctica. *Marine Chemistry*, 66, 187-200.

Gurney, K. R., R. M. Law, A. S. Denning, P. J. Rayner, D. Baker, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y.-H. Chen, P. Ciais, S. Fan, I. Y. Fung, M. Gloor, M. Heimann, K. Higuchi, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, P. Peylin, M. Prather, B. C. Pak, J. Randerson, J. Sarmiento, S. Taguchi, T. Takahashi and C.-W. Yuen, 2002. Towards robust regional estimates of CO_2 sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature*, 415(6872), 626-630.

Helbling, E. W., A. G. J. Buma, M. K. de Boer and V. E. Villafañe, 2001. *In situ* impact of solar ultraviolet radiation on photosynthesis and DNA in temperate marine phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series*, 211, 43-49.

Hessen, D., H. De Lange and E. Van Donk, 1997. UV-induced changes in phytoplankton cells and its effects on grazers. *Freshwater Biology*, 38, 513.

Holm-Hansen, O., M. Naganobu, S. Kawaguchi, T. Kameda, I. Krasovski, P. Tchernyshkov, J. Priddle, R. E. Korb, M. Brandon, D. Demer, R. P. Hewitt, M. Kahru and C. D. Hewes, 2004. Factors influencing the distribution, biomass, and productivity of phytoplankton in the Scotia Sea and adjoining waters. *Deep-Sea Research II*, 51, 1333-1350.

Hoppel, K., R. Bevilacqua, D. Allen, G. Nedoluha and C. Randall, 2003. POAM III observations of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole. *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL016899.

Inoue, H. Y. and M. Ishii, 2005. Variations and trends of CO_2 in the surface seawater in the Southern Ocean south of Australia between 1969 and 2002. *Tellus*, 57B, 58-69.

Inoue, H. Y., M. Ishii, H. Matsueda, S. Saito, T. Midorikawa and K. Nemoto, 1999. MRI measurements of partial pressure of CO_2 in surface waters of the Pacific during 1968 to 1970: re-evaluation and comparison of data with those of the 1980s and 1990s. *Tellus*, 51B, 830-848.

Inoue, H. Y. and Y. Sugimura, 1988. Distribution and variations of oceanic carbon dioxide in the western North Pacific, eastern Indian, and Southern Ocean south of Australia. *Tellus*, 40B, 308-320.

IPCC (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: 52pp.

Ishii, M., H. Y. Inoue and H. Matsueda, 2002. Net community production in the marginal ice zone and its importance for the variability of the oceanic $p\text{CO}_2$ in the Southern Ocean south of Australia. Deep-Sea Research II, 49, 1691-1706.

Jabaud-Jan, A. (2002). Etude des variations interannuelles du cycle du carbone dans l'océan Indien Sud (20°S-60°S). Paris, Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie: 251pp.

Jabaud-Jan, A., N. Metzl, C. Brunet, A. Poisson and B. Schauer, 2004. Interannual variability of the carbon dioxide system in the southern Indian Ocean (20°-60°S): the impact of a warm anomaly in austral summer 1998. Global Biogeochemical Cycles, 18, doi:10.1029/2002GB002017.

Jacques, G. and M. Minas, 1981. Production primaire dans le secteur indien de l'océan Antarctique en fin d'été. Oceanologica Acta, 4, 33-41.

Jeffrey, S. W., D. J. Rochford and G. R. Cresswell (1990). Oceanography of the Australasian region. Biology of Marine Plants. M. N. Clayton and R. J. King. Longman Cheshire, Melbourne, Victoria: 243-265.

Johnson, K. M. (1992). Operator's manual: Single operator multiparameter metabolic analyzer (SOMMA) for total carbon dioxide (CT) with coulometric detection. Brookhaven National Laboratory. Brookhaven, N.Y.: 70pp.

Karentz, D., 1994. Considerations for evaluating ultraviolet radiation-induced genetic-damage relative to Antarctic ozone depletion. Environmental Health Perspectives, 102, 61-63.

Kopczynska, E. E., F. Dehairs, M. Elskens and S. Wright, 2001. Phytoplankton and microzooplankton variability between the Subtropical and Polar Fronts south of Australia: Thriving under regenerative and new production in the late summer. Journal of Geophysical Research, 106, 31,597-31,609.

Körtzinger, A., L. Mintrop, D. W. R. Wallace, K. M. Johnson, C. Neill, B. Tilbrook, P. Towler, H. Y. Inoue, M. Ishii, G. Shaffer, R. F. Torres Saavedra, E. Ohtaki, E. Yamashita, A. Poisson, C. Brunet, B. Schauer, C. Goyet and G. Eischeid, 2000. The international at-sea intercomparison of $f\text{CO}_2$ systems during the R/V Meteor Cruise 36/1 in the North Atlantic Ocean. Marine Chemistry, 72, 171-192.

Larsen, S. H., 2005. Solar variability, dimethyl sulphide, clouds, and climate. Global Biogeochemical Cycles, 19, doi:10.1029/2004GB002333.

- Li, Z. X., 2000. Influence of Tropical Pacific El Niño on the SST of the Southern Ocean through atmospheric bridge. *Geophysical Research Letters*, 27, 3505-3508.
- Lindell, M. J., H. W. Granéli and L. J. Tranvik, 1996. Effects of sunlight on bacterial growth in lakes of different humic content. *Aquatic Microbial Ecology*, 11, 135-141.
- Liss, P. S. and L. Merlivat (1986). Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis. The role of air-sea exchange in geochemical cycling. P. Buat-Ménard, D. Reidel Publishing Compagny. 185: 113-128.
- Lorenzen, C. J., 1966. A method for the continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentration. *Deep-Sea Research*, 13, 223-227.
- Löscher, B. M., H. J. W. De Baar, J. T. M. De Jong, C. Veth and F. Dehairs, 1997. The distribution of Fe in the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research II*, 44, 143-187.
- Lourey, M. J. and T. Trull, 2001. Seasonal nutrient depletion and carbon export in the Subantarctic and Polar Frontal Zones of the Southern Ocean south of Australia. *Journal of Geophysical Research*, 106, 31,463-31,487.
- McGowan, H., G. McTainsh, P. Zawar-Reza and A. P. Sturman, 2000. Identifying regional dust transport pathways: application of kinematic trajectory modelling to a trans-Tasman case. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 633-647.
- McTainsh, G., Y. H. Chan, H. McGowan, J. Leys and K. Tews, 2005. The 23rd October 2002 dust storm in eastern Australia: characteristics and meteorological conditions. *Atmospheric Environment*, 39, 1227-1236.
- McTainsh, G., A. W. Lynch and E. K. Tews, 1998. Climatic controls upon dust storm occurrence in eastern Australia. *Journal of Arid Environments*, 39, 457-466.
- Metzl, N. (2004). Air-Sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean : natural and methodological variabilities. SOLAS Open Science Conference, Halifax, Canada.
- Metzl, N., C. Brunet, A. Jabaud-Jan, A. Poisson and B. Schauer (2001). Summer and Winter Air-Sea CO₂ Fluxes in the Southern Ocean. Sixth International Carbon Dioxide Conference, Sendaï, Japan.
- Metzl, N., C. Brunet, A. Jabaud-Jan, A. Poisson and B. Schauer, 2004. Summer and winter air-sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research*, *in rev.*,
- Metzl, N., F. Louanchi and A. Poisson, 1998. Seasonal and interannual variations of sea surface carbon dioxide in the subtropical Indian Ocean. *Marine Chemistry*, 60, 131-146.

- Metzl, N., A. Poisson, F. Louanchi, C. Brunet, B. Schauer and B. Bres, 1995. Spatio-temporal distributions of air-sea fluxes of CO₂ in the Indian and Antarctic oceans. *Tellus*, *47B*, 56-69.
- 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.
- Miyake, Y. and Y. Sugimura, 1969. Carbon dioxide in the surface water and the atmosphere in the Pacific, the Indian and the Antarctic Ocean areas. *Records of Oceanographic Works in Japan*, *10*, 23-28.
- Miyake, Y., Y. Sugimura and K. Saruhashi, 1974. The carbon dioxide content in the surface waters in the Pacific Ocean. *Records of Oceanographic Works in Japan*, *12*, 45-52.
- Moore, J. K. and M. R. Abbott, 2000. Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, *105*, 28,709-28,722.
- Moore, J. K., M. R. Abbott and J. G. Richman, 1999a. Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. *Journal of Geophysical Research*, *104*, 3059-3073.
- 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, 1999b. SeaWiFS satellite ocean color data from the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, *26*, 1465-1468.
- Neale, P. J., R. F. Davis and J. J. Cullen, 1998. Interactive effects of ozone depletion and vertical mixing on photosynthesis of Antarctic phytoplankton. *Nature*, *392*, 585-589.
- Nelson, D. M. and W. O. Smith, 1991. Sverdrup revisited: Critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime. *Limnology and Oceanography*, *36*, 1650-1661.
- Neveux, J. and M. Panouse, 1987. Spectrofluorometric determination of chlorophylls and pheophytins. *Archiv fuer Hydrobiologie*, *109*, 567-581.
- Nicol, S., T. Pauly, N. L. Bindoff and P. G. Strutton, 2000. "BROKE" a biological/oceanographic survey off the coast of East Antarctica (80-150°E) carried out in January-March 1996. *Deep-Sea Research II*, *47*, 2281-2298.
- Orsi, A. H., T. Whitworth and W. D. Nowlin, 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, *42*, 641-673.
- Parslow, J. S., P. W. Boyd, S. R. Rintoul and F. B. Griffiths, 2001. A persistent subsurface chlorophyll maximum in the Interpolar Frontal Zone south of Australia: Seasonal progression and implications for phytoplankton-light-nutrient interactions. *Journal of Geophysical Research*, *106*, 31,543-31,557.

- Peylin, P., P. Bousquet, C. Le Quéré, S. Sitch, P. Friedlingstein, G. McKinley, N. Gruber, P. J. Rayner and P. Ciais, 2005. Multiple constraints on regional CO₂ flux variations over land and oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, doi:10.1029/2003GB002214.
- Poisson, A., N. Metzl, C. Brunet, B. Schauer, B. Bres, D. P. Ruiz-Pino and F. Louanchi, 1993. Variability of sources and sinks of CO₂ in the Western Indian and Southern Oceans during the year 1991. *Journal of Geophysical Research*, 98, 22,759-22,778.
- Popp, B. N., T. Trull, F. Kenig, S. G. Wakeham, T. M. Rust, B. Tilbrook, F. B. Griffiths, S. Wright, H. J. Marchant, R. R. Bidigare and E. A. Laws, 1999. Controls on the carbon isotopic composition of the Southern Ocean phytoplankton. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 827-843.
- Rasmus, K. E., W. Granéli and S.-A. Wängberg, 2004. Optical studies in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, 51, 2583-2597.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 929-948.
- Rijkenberg, M. J. A., L. J. A. Gerringa, P. J. Neale, K. R. Timmermans, A. G. J. Buma and H. J. W. De Baar, 2004. UVA variability overrules UVB ozone depletion effects on the photoreduction of iron in the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL020829.
- Rintoul, S. R. and J. L. Bullister, 1999. A late winter hydrographic section from Tasmania to Antarctica. *Deep-Sea Research I*, 46, 1417-1454.
- Rintoul, S. R., J. R. Donguy and D. H. Roemmich, 1997. Seasonal evolution of upper ocean thermal structure between Tasmania and Antarctica. *Deep-Sea Research I*, 44, 1185-1202.
- Rintoul, S. R. and S. Sokolov, 2001. Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3). *Journal of Geophysical Research*, 106, 2815-2832.
- Rintoul, S. R., S. Sokolov and J. A. Church, 2002. A six year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107, 3155-3177.
- Rintoul, S. R. and T. W. Trull, 2001. Seasonal evolution of the mixed layer in the Subantarctic Zone south of Australia. *Journal of Geophysical Research*, 106, 31,447-31,462.
- Rödenbeck, C., S. Houweling, M. Gloo and M. Heimann, 2003. CO₂ flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 1919-1964.

- Roy, T., P. J. Rayner, R. J. Matear and R. Francey, 2003. Southern hemisphere ocean CO₂ uptake: reconciling atmospheric and oceanic estimates. *Tellus*, 55B, 701-710.
- Sedwick, P. N., G. R. DiTullio, D. A. Hutchins, P. W. Boyd, F. B. Griffiths, C. Crossley, T. Trull and B. Quéguiner, 1999. Limitation of algal growth by iron deficiency in the Australian Subantarctic region. *Geophysical Research Letters*, 26, 2865-2868.
- Sedwick, P. N., P. R. Edwards, D. J. Mackey, F. B. Griffiths and J. S. Parslow, 1997. Iron and manganese in surface waters of the Australian Subantarctic region. *Deep-Sea Research I*, 44, 1239-1253.
- Slezak, D. and G. J. Herndl, 2003. Effects of ultraviolet and visible radiation on the cellular concentrations of dimethylsulfonio-propionate (DMSP) in *Emiliania Huxleyi* (strain L). *Marine Ecology Progress Series*, 246, 61-71.
- Sloyan, B. M. and S. R. Rintoul, 2001. Circulation, renewal, and modification of Antarctic Mode and Intermediate Water. *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1005-1030.
- Smith, R. C., B. B. Prézelin, K. S. Baker, R. R. Bidigare, N. P. Boucher, T. Coley, D. Karentz, S. MacIntyre, H. A. Matlick, D. Menzies, M. Ondrusek, Z. Wan and K. J. Waters, 1992. Ozone Depletion: Ultraviolet Radiation and Phytoplankton Biology in Antarctic Waters. *Science*, 255, 952-959.
- Sohrin, Y., S. Iwamoto, M. Matsui, H. Obata, E. Nakayama, K. Suzuki, N. Handa and M. Ishii, 2000. The distribution of Fe in the Australian sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research I*, 47, 55-84.
- Sokolov, S. and S. R. Rintoul, 2002. Structure of Southern Ocean fronts at 140°E. *Journal of Marine Systems*, 37, 151-184.
- Sokolov, S. and S. R. Rintoul, 2003. Subsurface structure of interannual temperature anomalies in the Australian sector of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2002JC001494.
- Solomon, S., 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*, 37, 275-316.
- Sommaruga, R., I. Obernosterer, G. J. Herndl and R. Psenner, 1997. Inhibitory effect of solar radiation on thymidine and leucine incorporation by freshwater and marine bacterioplankton. *Applied and Environmental Microbiology*, 63, 4178-4184.
- Stamnes, K., Z. Jin, J. Slusser, C. Booth and T. Lucas, 1992. Several-fold enhancement of biologically effective ultraviolet radiation levels at McMurdo station antarctica during the 1990 ozone "hole". *Geophysical Research Letters*, 19, 1013-1016.

- Sullivan, C. W., K. R. Arrigo, C. R. McClain, J. C. Comiso and J. Firestone, 1993. Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean. *Science*, 262, 1832-1837.
- Takahashi, T., 1961. Carbon Dioxide in the Atmosphere and in Atlantic Ocean Water. *Journal of Geophysical Research*, 66, 477-494.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman and S. C. Sutherland, 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878.
- 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 flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Research II*, 49, 1601-1622.
- Tchernia, P. (1969). *Cours d'océanographie générale*. Paris, Service hydrographique de la marine, Ministère des armées. 1 & 2.
- Tilbrook, B. (1995). Is the southern ocean an overall source or sink for atmospheric CO₂? Int. Symp. carbon fluxes and dynamic processes in the Southern Ocean: Present and Past, Brest, France.
- Tréguer, P. and G. Jacques, 1992. Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen and silicon in the Antarctic Ocean. *Polar Biology*, 12, 149-162.
- Trull, T., S. R. Rintoul, M. Hadfield and E. R. Abraham, 2001a. 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.
- Trull, T., P. N. Sedwick, F. B. Griffiths and S. R. Rintoul, 2001b. Introduction to special section: SAZ Project. *Journal of Geophysical Research*, 106, 31,425-31,429.
- Tsuda, A. (2004). An in-situ iron enrichment experiment in the western subarctic Pacific: SEEDS. SOLAS Open Science Conference, Halifax, Canada.
- Tynan, C. T., 1998. Ecological importance of the Southern Boundary of the Antarctic Circumpolar Current. *Nature*, 392, 708-710.
- Wang, X., R. J. Matear and T. Trull, 2003. Nutrient utilization ratios in the Polar Frontal Zone in the Australian sector of the Southern Ocean: A model. *Global Biogeochemical Cycles*, 17, 9.1- 9.12.
- Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97, 7373-7382.

- Wanninkhof, R. and W. McGillis, 1999. A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed. *Geophysical Research Letters*, 26, 1889-1892.
- Wanninkhof, R., K. F. Sullivan and Z. Top, 2004. Air-sea gas transfert in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JC001767.
- Weber, L., C. Völker, M. Schartau and D. Wolf-Gladrow, 2005. Modeling the speciation and biogeochemistry of iron at the Bermuda Atlantic Time-series Study site. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, doi:10.1029/2004GB002340.
- Weiss, R. F., 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2, 203-215.
- Weiss, R. F. and B. A. Price, 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine Chemistry*, 8, 347-359.
- Winn, C. D., Y.-H. Li, F. T. Mackenzie and D. M. Karl, 1998. Rising surface ocean dissolved inorganic carbon at the Hawaii Ocean Time-series site. *Marine Chemistry*, 60, 33-47.
- Yentsch, C. S. and D. W. Menzel, 1963. A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Research*, 10, 221-231.
- Zeebe, R. E. and D. Wolf-Gladrow (2001). CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes, Elsevier Oceanography Series.

ANNEXE : L'OUTIL SATELLITE

Les données de concentration de chlorophylle-a issues du satellite SeaWiFS colocalisées avec les périodes et le trajet de l'*Astrolabe* et du *Marion-Dufresne* ont été extraites de la banque de données grâce au logiciel SeaDAS. Les données sont de niveau 3 issues de la version de calcul 6.0. SeaWiFS rend accessible des données de chlorophylle-a hebdomadaires et mensuelles. Les données hebdomadaires apportent une information précise mais malheureusement de nombreuses données sont manquantes, principalement à cause de la présence de nuages. Quant aux données mensuelles, elles sont plus complètes mais par contre l'information est lissée. En conséquence, afin de réaliser une comparaison entre les données de chlorophylle *in situ* et satellitales, il semble que l'utilisation des données à l'échelle mensuelle soit le meilleur compromis. Les données mensuelles de chlorophylle satellitales présentées proviennent de la colocalisation entre le champ des données mensuelles de chlorophylle satellitales et le trajet bateau de chaque campagne. Par exemple pour R0, pour chaque position du bateau, latitude et longitude, la mesure de chlorophylle satellitaire moyenne sur le mois d'octobre a été extraite et ceci pour l'aller et le retour de la campagne. La comparaison des données *in situ* et satellitales colocalisées avec les trajets bateau de chaque campagne sont présentées Figure 1, pour les mois d'octobre, janvier et février. Globalement, les distributions des données satellitales et *in situ* présentent les mêmes variations en fonction de la latitude. Souvent, surtout pour les mois d'octobre et de février colocalisé avec le trajet de la campagne OISO10, les valeurs de chlorophylle satellitales et *in situ* sont très voisines. Cependant quand celles-ci diffèrent, les concentrations en chlorophylle *in situ* sont légèrement supérieures aux concentrations SeaWiFS. Dans sa thèse, Jabaud-Jan remarquait déjà que quelques soit la saison et la zone échantillonnée, le satellite sous-estimait les valeurs en chlorophylle-a, surtout pour les fortes concentrations (Jabaud-Jan, 2002). Des études antérieures réalisées dans l'océan ouvert en Austral ont également conclu qu'il existait une bonne corrélation entre les estimations de chlorophylle-a *in situ* et issues des satellites (Moore *et al.*, 1999b; Moore et Abbott, 2000). Cette comparaison permet donc d'utiliser un outil supplémentaire afin d'expliquer les variations de CO₂ océanique observées en 2002/03. Dans notre étude, les images

de chlorophylle-a du satellite SeaWiFS peuvent donc être exploitées de façon qualitative.

Ces données apportent un élément de validation supplémentaire (en plus des mesures *in situ*) quant à la connaissance de la distribution de chlorophylle-a dans le secteur étudié mais aussi des informations de cette distribution à plus grande échelle spatiale et aussi temporelle. Il est ainsi possible d'obtenir des informations hors de nos périodes d'échantillonnage. Ainsi les cartes de couleur de l'océan SeaWiFS hebdomadaires de la région ont permis d'établir que l'augmentation de biomasse observée dans la POOZ en février 2003 a débuté dans la semaine du 2 au 9 février.

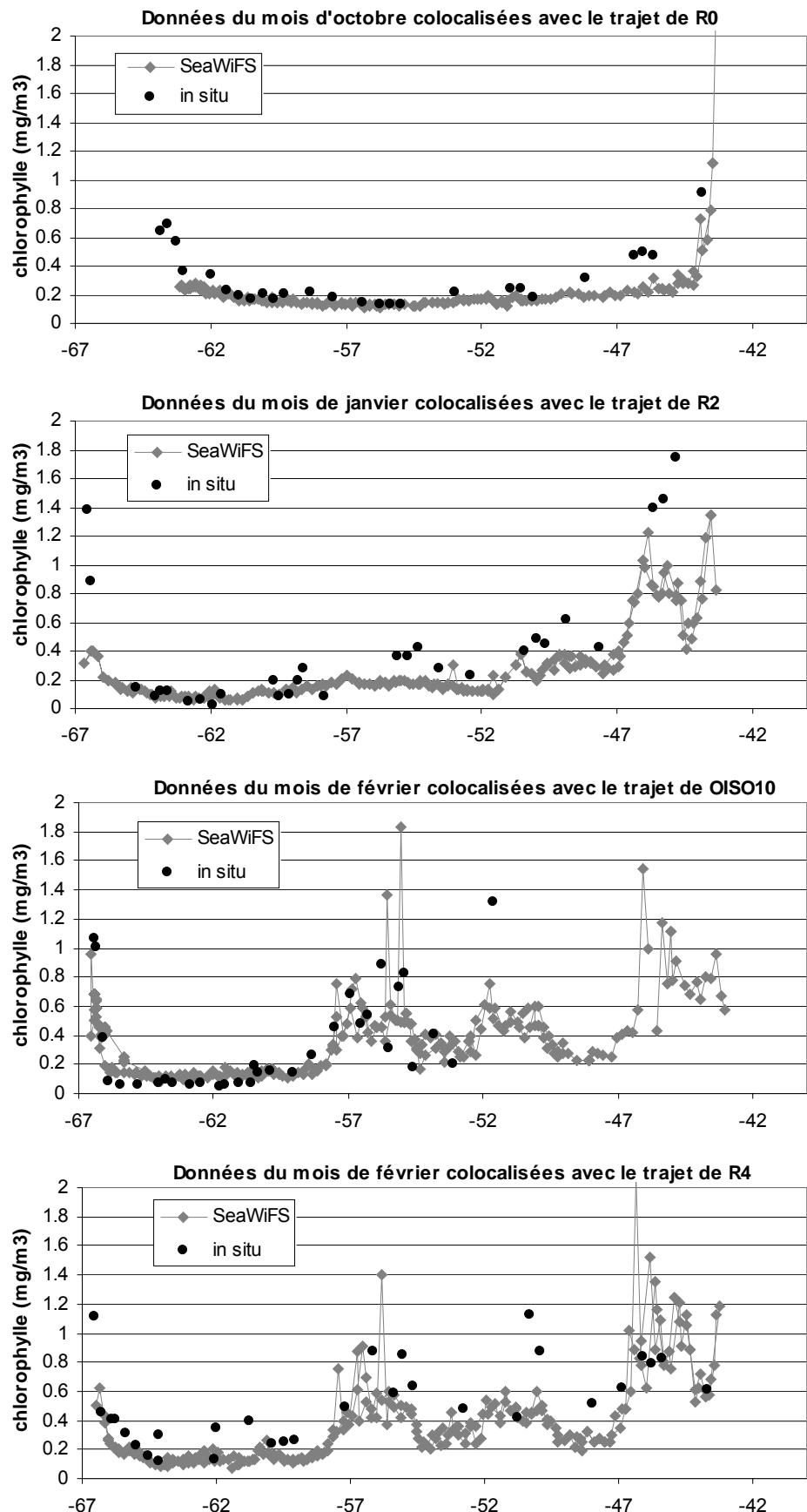


Figure 1 Distribution des données de chlorophylle-a *in situ* et satellites lors de chaque campagne de 2002/03, MINERVE R0, R2 et R4 et OISO10.

