

## Evolution du CO<sub>2</sub> océanique et atmosphérique sur la période 1982-1984 dans l'Atlantique tropical

C. OUDOT,\* C. ANDRIE† and Y. MONTEL\*

(Received 9 June 1986; in revised form 1 November 1986; accepted 4 November 1986)

**Résumé**—Les distributions des pressions partielles de CO<sub>2</sub> dans l'eau de mer de surface et dans l'atmosphère sont présentées et analysées dans l'Atlantique tropical pour la période juillet 1982-août 1984 aux deux saisons extrêmes (été et hiver). La comparaison entre les résultats des années 1983 et 1984 met en lumière l'anomalie des conditions climatiques qui ont régné sur le secteur Atlantique en 1984. La variabilité de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique P<sub>CO<sub>2</sub></sub> apparaît beaucoup plus proche de celle de la salinité que de celle de la température. La prépondérance de l'advection horizontale sur l'advection verticale comme mécanisme responsable des valeurs élevées de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> est soulignée.

Différentes approches sont proposées pour évaluer le flux de CO<sub>2</sub> à travers la surface de la mer et les résultats, parfois fort éloignés, sont discutés.

Un fort gradient méridien de concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique est relevé chaque année en hiver boréal au dessus de la ceinture équatoriale (5°N-5°S)—sa relation avec la Zone Intertropicale de Convergence est analysée. L'accroissement annuel moyen de CO<sub>2</sub> atmosphérique relevé pour la période 1982-1984 est moindre (0,6 ppm an<sup>-1</sup>) que la tendance séculaire admise pour les années 60-70 (1,2-1,5 ppm an<sup>-1</sup>).

**Abstract**—The distributions of the CO<sub>2</sub> partial pressures in surface seawater and in atmosphere are shown and analysed in the tropical Atlantic during the period from July 1982 to August 1984 for both extremal seasons (summer and winter). The comparison between the 1983 results and the 1984 results puts in light the anomaly of the atmospheric conditions which prevailed above the equatorial Atlantic area during 1984, and which induced anomalous hydrological features and surface oceanic circulation (HISARD *et al.*, 1986). The variability of the oceanic CO<sub>2</sub> partial pressure seems nearer the one of salinity than the one of temperature. The leading part of the lateral advection against the vertical motion as the main mechanism responsible for high P<sub>CO<sub>2</sub></sub> waters is underlined. In some places (north of the equatorial belt 5°N-5°S), nevertheless, it is possible to relate the P<sub>CO<sub>2</sub></sub> variations with the temperature variations of the surface layer.

Along the equator, in the surface layer, there is a loss of CO<sub>2</sub> corresponding to the CO<sub>2</sub> evasion through the ocean-atmosphere interface—this loss is larger in the western part than in the eastern part. The CO<sub>2</sub> evasion flux, which can be determined under some circumstances, is near the net CO<sub>2</sub> flux calculated by the gradient method for the same period. The results of CO<sub>2</sub> flux by the gradient method vary largely (ratio ~ 5) with the approach followed to determine the gaseous transfer coefficient through the interface. As the evaluations of the net CO<sub>2</sub> flux are approximate, we examine another approach based upon the empirical relationship found between P<sub>CO<sub>2</sub></sub> and salinity to determine the gradient of P<sub>CO<sub>2</sub></sub> through the interface and then the net CO<sub>2</sub> flux: this approach yields an acceptable uncertainty (±25%) for the net CO<sub>2</sub> flux.

A large north-south gradient of the atmospheric CO<sub>2</sub> is observed every year during boreal winter above the equatorial belt (5°N-5°S)—it is related to the Intertropical Convergence Zone of the trade winds. The mean atmospheric CO<sub>2</sub> growth rate calculated during the 1982-1984 period is less (0.6 ppm y<sup>-1</sup>) than the secular trend CO<sub>2</sub> levels (1.2-1.5 ppm y<sup>-1</sup>).

\* Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), B.P. 1386, Dakar, Sénégal.

† LODYC (Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie), DPC, SPP, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, 91191-GIF Sur Yvette, France.

ORSTOM Fonds Documentaire 1107

N° : 26637

Cote : B

CRDO - DAKAR	
date	28.06.88
n°	5935
cote	—

VII 1166

D. ABΦ, OUD

22 AOÛT 1988

## INTRODUCTION

A LA suite de la prise de conscience par la communauté scientifique internationale du rôle important que peut jouer l'océan dans le cycle atmosphérique du gaz carbonique  $\text{CO}_2$ , les campagnes de mesures de  $\text{CO}_2$  à grande échelle (de temps et d'espace) se sont multipliées au cours des dix dernières années un peu partout à surface du globe, tant dans l'air que dans l'eau de mer de surface (KEELING *et al.*, 1976a,b; TAKAHASHI *et al.*, 1983; PEARMAN and BEARDSMORE, 1984; ROOS and GRAVENHORST, 1984; KEELING *et al.*, 1984; BACASTOW *et al.*, 1985; KEELING *et al.*, 1985; KOMHYR *et al.*, 1985; SMETHIE *et al.*, 1985). Toutes ces études ont pour objectif de suivre en temps réel l'augmentation de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère d'une part et dans l'océan de surface d'autre part pour contrôler la capacité de l'océan à fixer du  $\text{CO}_2$  ajouté par l'action de l'homme au cours des deux dernières décennies, et ainsi arriver à prévoir la teneur probable qu'affichera l'atmosphère dans le futur. Les premières tentatives de mise en évidence de l'accroissement du  $\text{CO}_2$  océanique étaient basées sur des modèles permettant de retrouver la composition initiale d'une masse d'eau (généralement l'Eau Antarctique Intermédiaire) en carbone inorganique dissous après correction des changements chimiques induits par la décomposition biologique (BREWER, 1978; CHEN and MILLERO, 1979; CHEN and PYTKOWICZ, 1979). SHILLER (1981) a montré les limites de ce raisonnement. Aujourd'hui les travaux cherchent plutôt à estimer le flux de  $\text{CO}_2$  à l'interface océan-atmosphère à partir de la connaissance du gradient de pression partielle de  $\text{CO}_2$  à ce niveau (ROOS and GRAVENHORST, 1984; SMETHIE *et al.*, 1985; GENDRON *et al.*, 1985). C'est dans ce but que nous avons entrepris en 1982 l'étude des variations saisonnières des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  dans l'air et dans l'eau océanique de surface en zone tropicale Atlantique (OUDOT and ANDRIE, 1986; ANDRIE *et al.*, 1986). Il importe en effet de préciser la variabilité temporelle de ces pressions tout en essayant d'en cerner les causes pour une évaluation la plus juste possible des échanges de  $\text{CO}_2$  entre l'océan et l'atmosphère. Les anomalies climatiques du type de phénomène El Niño-Oscillation Australe (ENSO) dans le Pacifique tropical oriental fournissent souvent l'occasion de mieux comprendre les facteurs régulant le couplage océan-atmosphère au niveau des échanges thermiques et gazeux. A ce titre, l'année 1984 constitue pour l'Atlantique tropical un exemple de circulation atmosphérique anormale avec des répercussions importantes sur les conditions océanographiques de surface. La comparaison des observations recueillies en 1984 par rapport à celles des deux années précédentes peut permettre de dégager les relations qui président à l'établissement du champ de pression partielle de  $\text{CO}_2$  à la surface de l'océan tropical et par là du mode d'échange de  $\text{CO}_2$  entre atmosphère et océan.

## ECHANTILLONNAGE ET METHODES DE MESURES

Le programme FOCAL avec ses campagnes océanographiques saisonnières (HENIN *et al.*, 1986) a constitué une excellente opportunité pour rechercher les variabilités géographiques et saisonnières de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique. La collecte des échantillons pour la mesure des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  dans l'air et dans l'eau et des autres paramètres physico-chimiques (carbone minéral dissous—sels nutritifs—oxygène dissous) a donc été assurée durant cinq campagnes (juillet 1982 à août 1984) à bord du N.O. *Capricorne* dans l'Atlantique tropical avec une attention particulière à la ceinture

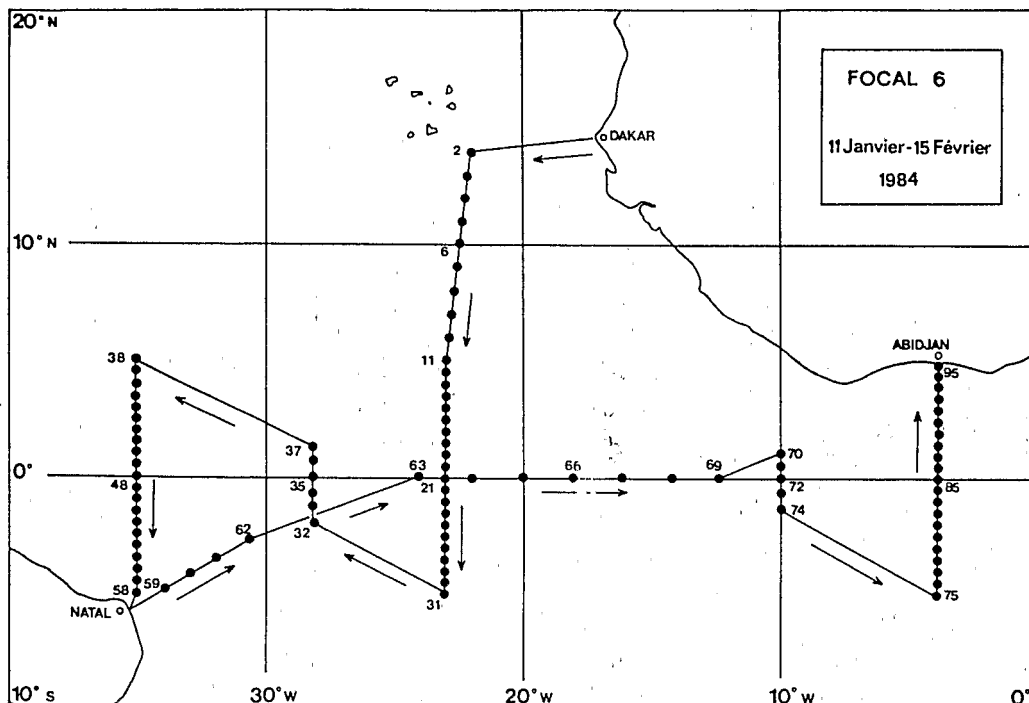


Fig. 1. Position des stations d'observations dans l'Atlantique tropical au cours de la campagne FOCAL 6 (11 janvier-15 février 1984) du N.O. *Capricorne*.

équatoriale 5°N-5°S. Chaque campagne d'observations chimiques s'est déroulée alternativement en été boréal (juillet-août) et en hiver boréal (janvier-février) en parcourant à chaque fois trois rails méridiens à 4°W (de 5°N à 5°S), 23°W (de 14°N à 5°S) et, sauf pour la première, 35°W (de 5°N à 5°S). La Fig. 1 reproduit à titre d'exemple l'emplacement des stations pour la campagne FOCAL 6 (janvier-février 1984).

La stratégie des prélèvements et les méthodes de mesures, décrites dans le rapport de présentation des résultats des campagnes sous forme de coupes de distributions verticales de paramètres (OUDOT, 1986), sont brièvement rappelées ci-après.

#### *Pressions partielles de CO<sub>2</sub> dans l'eau de mer et dans l'air*

Les échantillons d'eau pour la mesure de la pression partielle de CO<sub>2</sub> (P<sub>CO<sub>2</sub></sub>) sont soutirés des bouteilles Niskin (5 l) de la rosette couplée à une bathysonde Niel Brown STD0 dans des flacons de 500 ml qui servent de vase d'équilibrage (OUDOT et ANDRIE, 1986; ANDRIE *et al.*, 1986). Un courant d'air de concentration connue en CO<sub>2</sub> circule à travers l'échantillon thermostaté (25, 0°C) et une boucle d'échantillonnage. Au bout de 2 min d'équilibrage, l'air contenu dans la boucle est envoyé sur la cellule ANALYSE d'un analyseur infrarouge. Le signal enregistré est comparé avec ceux produits par une série de trois mélanges étalons dans l'air fourni par la société AIR LIQUIDE (France) et injectés dans les mêmes conditions que l'air équilibré avec l'eau de mer. De la concentration en CO<sub>2</sub> dans l'air équilibré et saturé de vapeur d'eau, on déduit la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'échantillon d'eau de mer, qu'on ramène ensuite à la température

*in situ* de l'échantillon.  $P_{CO_2}$  est exprimé en microatmosphère ( $\mu\text{atm}$ ). Pour les mesures réalisées à bord du navire, la précision des mesures de  $P_{CO_2}$  est estimée à  $\pm 3,0 \mu\text{atm}$  (coefficient de variation =  $\pm 0,8\%$  en moyenne).

La mesure de la pression partielle de  $CO_2$  dans l'air ( $p_{CO_2}$ ) est assurée sur l'air troposphérique pompé à 10 m au dessus du niveau de la mer et desséché (piège à vapeur d'eau à  $-30^\circ\text{C}$  et colonne de  $P_2O_5$ ). Cet air balayé en permanence (sur une période de 30 min par station) la cellule ANALYSE de l'analyseur infra-rouge tandis que la cellule REFERENCE est parcourue par un courant d'air de composition connue en  $CO_2$ . Comme pour la détermination de  $P_{CO_2}$ , le signal produit par l'air à analyser est comparé avec ceux des trois mélanges étalons de  $CO_2$  dans l'air balayant dans les mêmes conditions la cellule ANALYSE alternativement avec l'air à analyser. De la concentration en  $CO_2$  de l'air ainsi déterminé, encore appelée fraction molaire de  $CO_2$  ( $f_{CO_2}$ ) et exprimée en parties par million (ppm), on déduit la pression partielle ( $p_{CO_2}$ ) exprimée en microatmosphères ( $\mu\text{atm}$ ) en tenant compte de la pression atmosphérique et de l'humidité relative.

### *Carbone minéral dissous*

Le carbone minéral dissous ( $\Sigma CO_2$ ) est mesuré par chromatographie en phase gazeuse (OUDOT et WAUTHY, 1978) suivant la technique d'extraction en ligne des gaz dissous après acidification de l'échantillon d'eau de mer (WEISS and CRAIG, 1973). La précision des mesures est de  $\pm 0,004 \text{ mmol l}^{-1}$  (coefficient de variation  $\pm 0,2\%$ ).

### *Sels nutritifs*

Les sels nutritifs (nitrate, phosphate) sont dosés simultanément avec un Auto-Analyseur TECHNICON II. Les précisions sont respectivement de  $\pm 0,02 \mu\text{mol l}^{-1}$  pour le phosphate, de  $\pm 0,02$  et  $\pm 0,1 \mu\text{mol l}^{-1}$  pour les valeurs de nitrate inférieures à  $1,00$  et celles supérieures à  $10,0 \mu\text{mol l}^{-1}$ .

## DISTRIBUTIONS DE LA PRESSION PARTIELLE DE $CO_2$ DISSOUS A LA SURFACE DE L'OCEAN TROPICAL : RELATIONS AVEC LA TEMPERATURE ET LA SALINITE

Le champ de pression partielle de  $CO_2$  océanique à la surface de la zone tropicale Atlantique est montré en hiver et en été (de l'hémisphère nord) au cours des deux années consécutives 1983 et 1984 (Fig. 2). La dissymétrie nord-sud par rapport à l'équateur dans la ceinture équatoriale  $5^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{S}$  se retrouve à chaque campagne quelque soit la saison. Les valeurs plus élevées de  $P_{CO_2}$  au sud de l'équateur qu'au nord sont confirmées par d'autres observations dans la même zone (ROOS and GRAVENHORST, 1984; SMETHIE *et al.*, 1985). L'augmentation zonale vers l'ouest, monotone de  $4^\circ\text{W}$  à  $35^\circ\text{W}$ , observée en 1983 (OUDOT et ANDRIE, 1986) n'apparaît plus en 1984. En janvier-février (FOCAL 6), les valeurs de  $P_{CO_2}$  sont supérieures à  $400 \mu\text{atm}$  au sud de l'équateur d'un bout à l'autre de la zone étudiée et en juillet-août (FOCAL 8) elles diminuent de  $23^\circ\text{W}$  à  $35^\circ\text{W}$ , ce que nous n'avions jamais observé au cours des campagnes précédentes. A l'extrémité nord de la radiale à  $4^\circ\text{W}$ , devant la côte africaine, apparaît toujours une augmentation de  $P_{CO_2}$ , concomittante d'un léger refroidissement de la surface de la mer, lié à l'upwelling côtier (Fig. 3). Par contre, le refroidissement qui apparaît à l'extrémité nord de la radiale  $22$ - $23^\circ\text{W}$  (région du dôme de Guinée) est accompagné tantôt d'un abaissement (en hiver boréal) tantôt d'un accroissement (en été boréal) de  $P_{CO_2}$  (Fig. 2)—cette différence tient

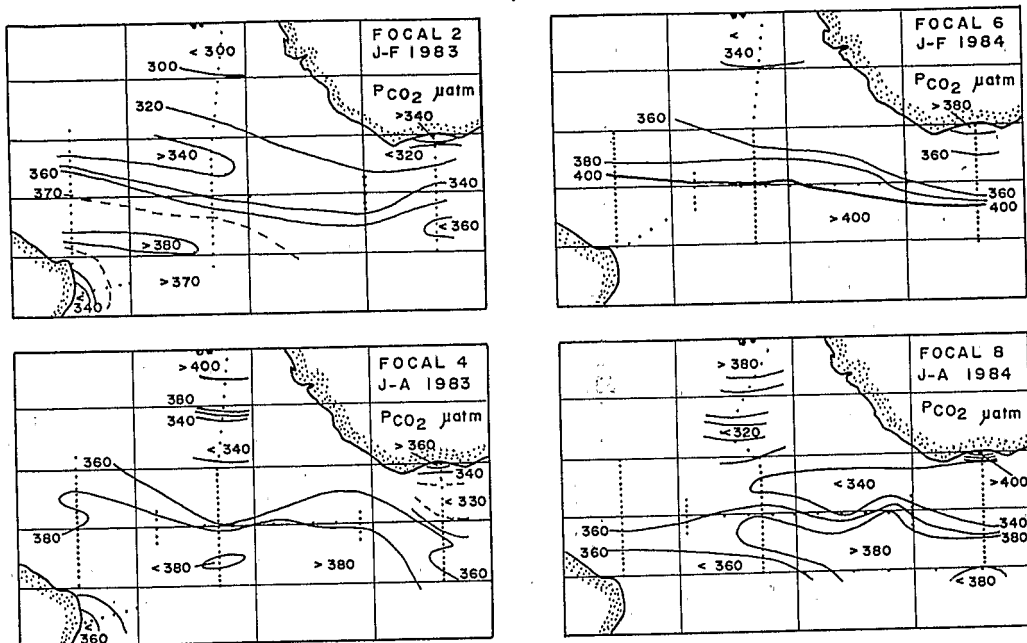


Fig. 2. Distribution de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à la surface de l'océan dans l'Atlantique tropical en janvier-février (en haut) et en juillet-août (en bas).

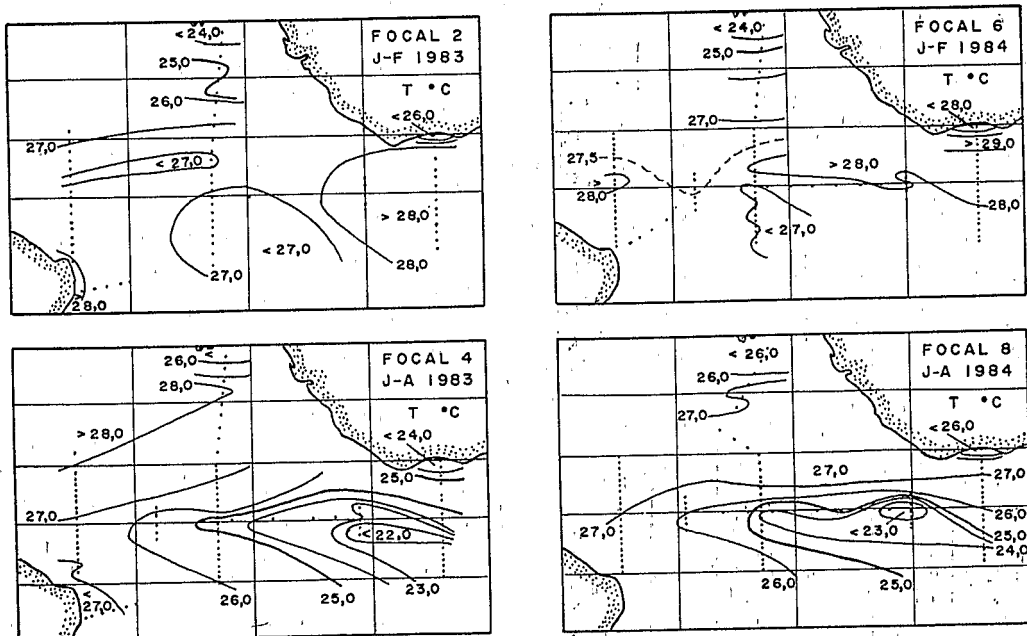


Fig. 3. Distribution de la température à la surface de l'océan dans l'Atlantique tropical en janvier-février (en haut) et en juillet-août (en bas).

à l'origine de ce refroidissement, atmosphérique en hiver et subsuperficielle en été (OUDOT et ANDRIE, 1986).

Au vu des résultats de l'année 1983, il apparaît clairement que l'établissement de l'upwelling équatorial en été boréal dans les parties orientale et centrale (Fig. 3—FOCAL 4) n'est pas accompagné d'une augmentation importante de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique (Fig. 2) et que les plus fortes valeurs de  $P_{\text{CO}_2}$  relevées dans la partie occidentale doivent avoir une autre explication que l'advection verticale d'eau subsuperficielle sursaturée en  $\text{CO}_2$ . Cet accroissement vers l'ouest de  $P_{\text{CO}_2}$  a été interprété comme le résultat du réchauffement de l'eau de mer de surface entraînée par la circulation zonale dans le Courant Equatorial Sud (SMETHIE *et al.*, 1985; OUDOT et ANDRIE, 1986). Mais en 1984, année qui passe pour être marquée par des conditions océanographiques anormales caractérisées notamment par un réchauffement prononcé dans le golfe de Guinée qui s'est prolongé jusqu'en juillet (HISARD *et al.*, 1986; COLIN, communication personnelle), il existe a priori une assez bonne concordance entre la zone de  $P_{\text{CO}_2}$  élevé et la zone de refroidissement maximum au sud de l'équateur (Fig. 2, FOCAL 8: isoligne 380  $\mu\text{atm}$ , et Fig. 3, FOCAL 8: isoligne  $25,0^\circ\text{C}$ ). L'eau la plus froide ( $T < 23,0^\circ\text{C}$ ) enregistrée à l'équateur de  $10^\circ\text{W}$  à  $12^\circ\text{W}$  est vraisemblablement de l'eau subsuperficielle remontée sur place, car elle n'apparaît pas plus à l'est ( $4^\circ\text{W}$ ): cette eau récemment remontée n'est pas un site de sursaturation particulier en  $\text{CO}_2$ .

En zone tropicale, contrairement à ce qu'a pu suggérer par le passé la carte de distribution globale du gradient de pression partielle de  $\text{CO}_2$  entre la mer et l'air de KEELING (1968), il n'existe pas de relation univoque entre la pression partielle de  $\text{CO}_2$  et la température à la surface de l'océan. Il est évident dans un diagramme représentant la pression partielle de  $\text{CO}_2$  en fonction de la température que pour l'ensemble de nos observations recueillies à la surface de l'océan (Fig. 4), il ne se dégage aucune corrélation significative entre  $P_{\text{CO}_2}$  et la température.

La grandeur de  $P_{\text{CO}_2}$  dans l'eau de surface dépend aussi de la salinité au même titre que la concentration de carbone inorganique dissous et l'alcalinité (SKIRROW, 1975). La distribution de la salinité à la surface de l'océan tropical Atlantique (Fig. 5) est marquée par l'affrontement de deux types de masses d'eau: l'eau salée originaire des zones anticycloniques nord et sud surtout et l'eau dessalée guinéenne (MERLE, 1978). La comparaison des distributions de  $P_{\text{CO}_2}$  (Fig. 2) et de la salinité (Fig. 5) met clairement en lumière l'association des valeurs élevées de  $P_{\text{CO}_2}$  ( $P_{\text{CO}_2} > 380 \mu\text{atm}$ ) avec les fortes salinités ( $S > 36\text{‰}$ ) habituellement cantonnées au sud de l'équateur dans la partie occidentale. En janvier-février 1984, sur l'ensemble de la région, les salinités apparaissent plus élevées que d'habitude: l'eau salée originaire de l'ouest du bassin s'est étendue jusque dans le golfe de Guinée (HISARD *et al.*, 1986). L'augmentation des valeurs de  $P_{\text{CO}_2}$  durant FOCAL 6, surtout le long du méridien  $4^\circ\text{W}$ , pourrait être le reflet d'une plus grande salinité de l'eau de surface anormalement chaude cette année là—HISARD *et al.* (1986) montrent l'association de cette particularité hydrologique avec un courant est inhabituel au sud de l'équateur, qui pénètre dans le golfe de Guinée. En juillet-août 1984, la partie sud-ouest de la ceinture équatoriale est moins salée que d'habitude—la salinité n'atteint pas  $36,2\text{‰}$  (Fig. 5). La dessalure de cette zone pourrait être la conséquence des abondantes chutes de pluie sur le Nord-Est Brésilien engendrées par la migration anormale de la Zone Intertropicale de Convergence qui a occupé une position plus sud et plus longtemps que d'habitude au début de l'année 1984 (CITEAU *et al.*, 1986; PHILANDER, 1986; HOREL *et al.*, 1986). Cette dessalure de la bordure sud-ouest de la

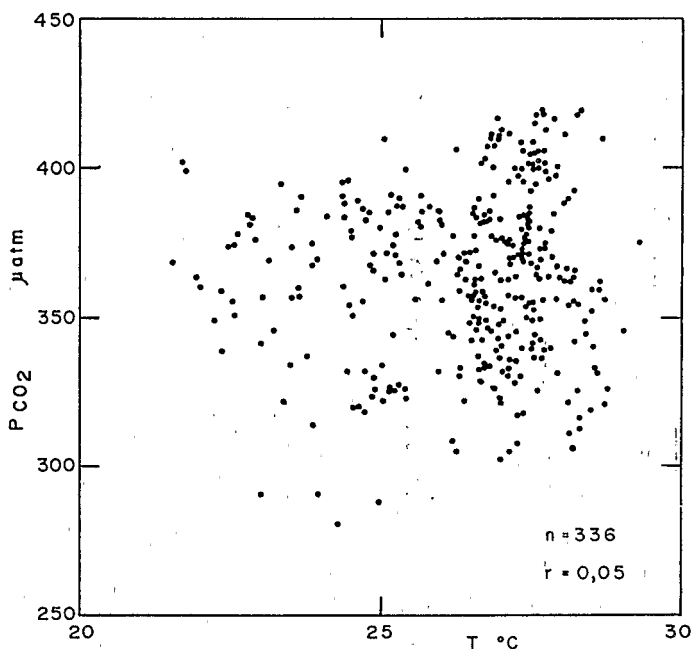


Fig. 4. Variation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique en fonction de la température à la surface de l'océan Atlantique tropical au cours des cinq campagnes FOCAL (juillet 1982-août 1984).

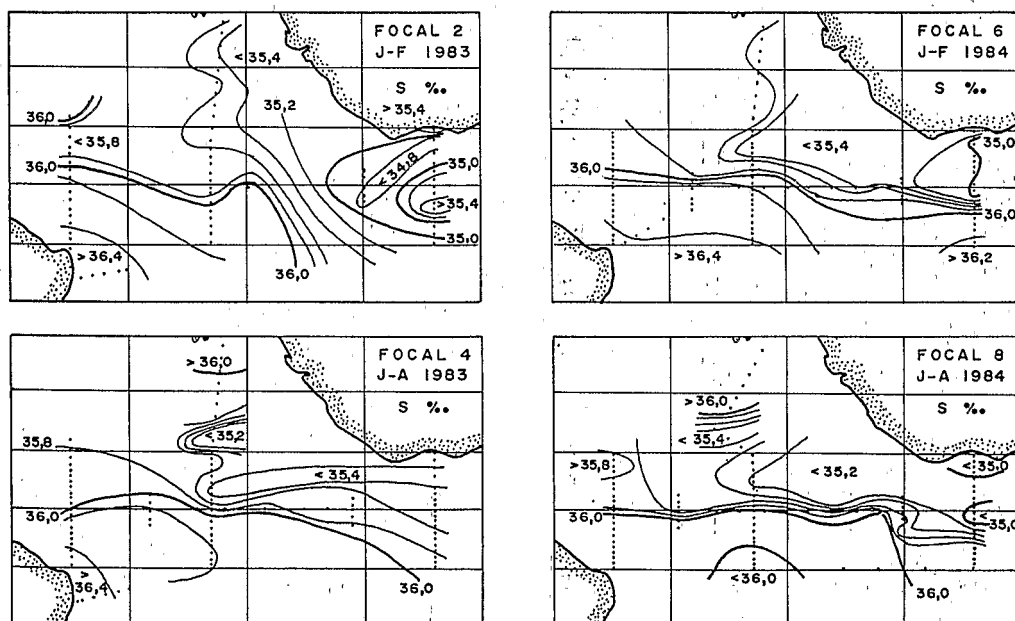


Fig. 5. Distribution de la salinité à la surface de l'océan dans l'Atlantique tropical en janvier-février (en haut) et en juillet-août (en bas).

région pourrait à son tour avoir entraîné l'abaissement des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  constatées à  $35^\circ\text{W}$  au sud de l'équateur. Cette étroite dépendance de  $P_{\text{CO}_2}$  de la salinité est très clairement illustrée par la corrélation hautement significative ( $r = 0,74$  pour  $n = 337$ ) reportée sur la Fig. 6 qui rassemble les observations de surface de toutes les campagnes FOCAL. La relation définie par la figure 6 ne reflète pas exactement la dépendance de  $P_{\text{CO}_2}$  de la salinité telle que l'ont définie WEISS *et al.* (1982). Selon ces auteurs, la dépendance de  $P_{\text{CO}_2}$  de la salinité, pour une alcalinité spécifique et une concentration de carbone minéral spécifique constantes, est d'environ 4% par unité de salinité. La relation présentée ici, avec une dépendance de 12 à 13% par unité de salinité, est une simple relation empirique qui montre que, dans les conditions océanographiques qui règnent habituellement à la surface de l'Atlantique tropical, la variabilité de  $P_{\text{CO}_2}$  peut-être expliquée à 55% près ( $r^2 = 0,55$ ) par la variabilité de la salinité et qu'il est possible de prédire une valeur approchée de  $P_{\text{CO}_2}$  connaissant la salinité. Les régressions linéaires sont souvent utilisées pour estimer un paramètre à partir d'un autre beaucoup plus facile à mesurer et dont on appréhende par conséquent beaucoup mieux la variabilité (HERBLAND and VOITURIEZ, 1979; ANDREAE, 1985). Cette relation sera

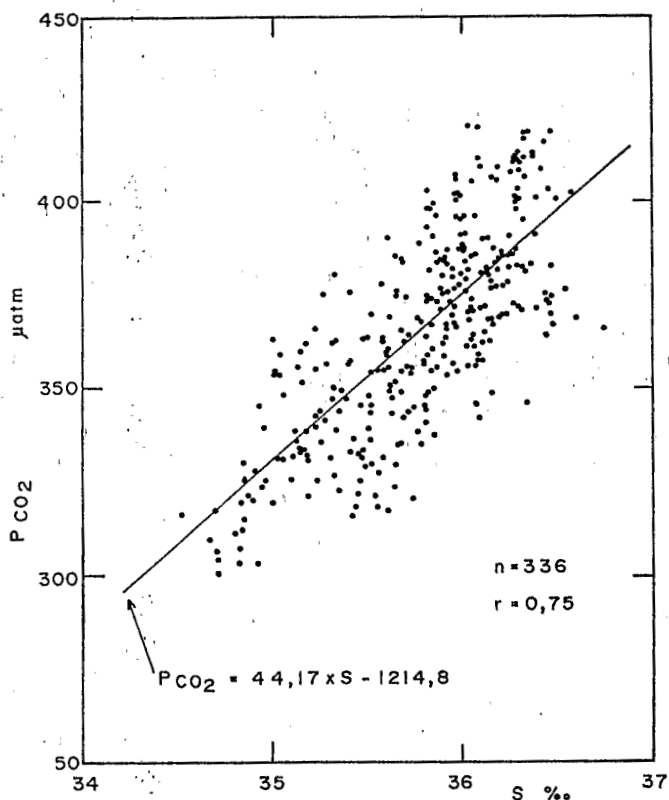


Fig. 6. Variation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique en fonction de la salinité à la surface de l'océan Atlantique tropical au cours des cinq campagnes FOCAL (juillet 1982–août 1984). La droite en trait plein représente la droite de régression.



exploitée plus loin pour proposer une estimation approximative du flux de CO<sub>2</sub> à l'interface air-mer dans la ceinture équatoriale.

Les variations de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>, de la température et de la salinité le long de l'équateur sont montrées sur la Fig. 7, pour les quatre campagnes 1983-1984 (on a représenté la valeur moyenne de chaque paramètre dans une étroite bande de latitude 1°30N-1°30S). L'évolution de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> le long de l'équateur suit plus nettement celle de la salinité que celle de la température—la tendance générale à l'augmentation de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> d'est en ouest suit celle de la salinité. Alors que la distribution zonale de la température le long de l'équateur est pratiquement identique en hiver boréal 1983 et 1984 (FOCAL 2 et FOCAL 6), la distribution de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>, à l'image de celle de la salinité, présente entre ces deux dates le plus grand changement temporel enregistré pendant notre période d'observation.

L'anomalie climatique de l'année 1984 nous empêche de confirmer les variations saisonnières avancées au vu des résultats de l'année 1983 (OUDOT et ANDRIE, 1986).

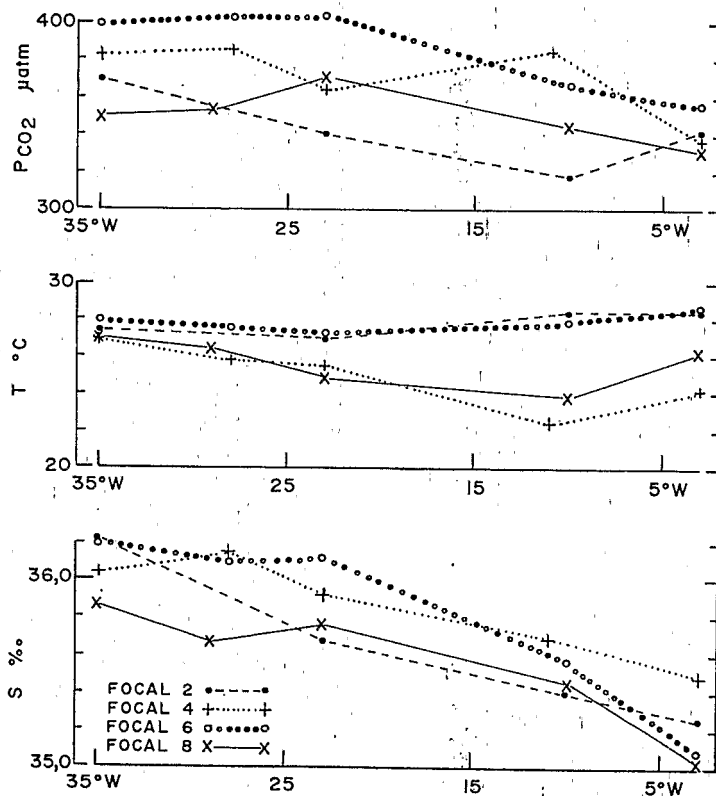


Fig. 7. Variations zonales le long l'équateur de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique, de la température et de la salinité à la surface de la mer (moyennées entre 1°30N et 1°30S) en janvier-février 1983 (FOCAL 2), juillet-août 1983 (FOCAL 4), janvier-février 1984 (FOCAL 6) et juillet-août 1984 (FOCAL 8).

*Discussion sur le rôle des advections verticale et horizontale dans la variabilité de  $P_{CO_2}$  à la surface de l'océan tropical*

Les premières interprétations de la variabilité de  $P_{CO_2}$  océanique à la surface de l'océan ont souligné le rôle de la remontée d'eaux subsuperficielles sursaturées en  $CO_2$  dans l'observation des fortes valeurs de  $P_{CO_2}$  sur les bordures orientales des océans tropicaux. Elles reposaient sur l'association des valeurs élevées de  $P_{CO_2}$  avec des températures basses et des fortes teneurs en phosphate, signes évidents de l'arrivée en surface d'eau profonde à travers le phénomène d'upwelling.

L'analyse du cycle annuel de l'année 1983 avait permis de montrer que cette interprétation était insuffisante pour expliquer la distribution de  $P_{CO_2}$  dans l'Atlantique équatorial (OUDOT et ANDRIE, 1986). L'anomalie climatique de l'été (boréal) 1984 apporte la confirmation que l'upwelling équatorial ne saurait être la seule cause de fortes valeurs de  $P_{CO_2}$ . En juillet 1984, dans le golfe de Guinée, l'eau de surface au sud de l'équateur (Fig. 8), habituellement refroidie et enrichie en nitrate par l'upwelling, est plus chaude que les années précédentes et totalement dépourvue de nitrate : elle n'en conserve pas moins des valeurs élevées de  $P_{CO_2}$  qui ne peuvent être attribuées à l'upwelling absent cette année là.

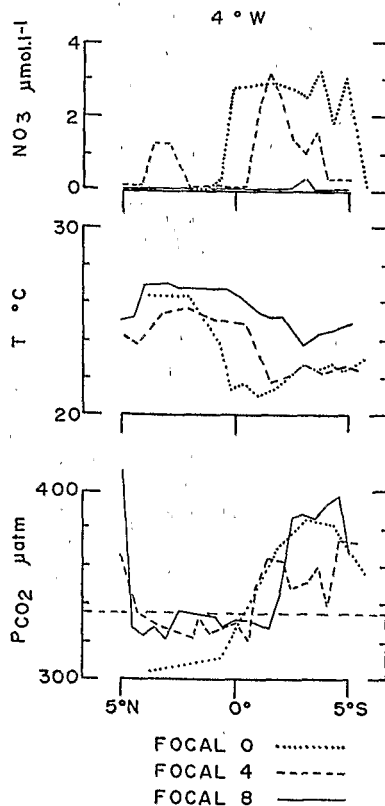


Fig. 8. Distribution méridienne de la pression partielle de  $CO_2$  océanique, de la température et du nitrate à la surface de la mer le long du méridien  $4^\circ W$  en été boréal 1982 (FOCAL 0), 1983 (FOCAL 2) et 1984 (FOCAL 8). La ligne horizontale en tirets représente le niveau moyen de la pression partielle de  $CO_2$  atmosphérique (335  $\mu atm$ ).

SMETHIE *et al.* (1985) dans leur discussion sur les causes possibles de variations de  $P_{CO_2}$  dans la même région analysent successivement les deux mécanismes capables de produire des valeurs élevées de  $P_{CO_2}$  : l'advection latérale accompagnée d'un réchauffement de l'eau de surface depuis l'Atlantique est et la remontée locale, le long de l'équateur, d'eau subsuperficielle riche en CO<sub>2</sub>. Ils concluent que le transport zonal vers l'ouest de l'eau de surface de l'Atlantique oriental est le principal mécanisme responsable de l'anomalie équatoriale de  $P_{CO_2}$  élevé.

Nous partageons tout à fait ce point de vue, qui privilégie le rôle de l'accroissement de température et de salinité de l'eau de surface, lors de ses déplacements horizontaux, dans la production des fortes pressions partielles de CO<sub>2</sub>. Considérant la situation de l'été boréal 1983 (campagne FOCAL 4), nous avons pu montrer comment, en tenant compte du réchauffement de l'eau de surface et de la consommation biologique de CO<sub>2</sub> durant le transport de cette eau vers l'ouest, on peut expliquer l'augmentation de  $P_{CO_2}$  entre 4°W et 35°W (ANDRIE *et al.*, 1986). L'extension jusque dans le golfe de Guinée (4°W) des fortes valeurs de  $P_{CO_2}$  en janvier-février 1984 (Fig. 2), due à la circulation anormale relevée au sud de l'équateur (flux est d'eau salée) cette année-là (HISARD *et al.*, 1986), fournit aujourd'hui un argument de plus en faveur du rôle de l'advection horizontale sur les variations de  $P_{CO_2}$  à la surface de l'océan équatorial.

#### *Cas du dôme de Guinée—influence du réchauffement saisonnier sur $P_{CO_2}$ océanique*

Globalement, la distribution verticale de  $P_{CO_2}$  est caractérisée par une augmentation de  $P_{CO_2}$  lorsque la profondeur croît, les eaux profondes, où l'emporte la respiration, étant largement sursaturées en CO<sub>2</sub>. La distribution verticale de CO<sub>2</sub> apparaît donc du fait des processus biologiques (photosynthèse et respiration) comme l'opposé de celle d'oxygène.

Dans la région du dôme de Guinée (10°N–14°N, 22°W), il existe cependant, en été boréal, un minimum subsuperficiel de  $P_{CO_2}$  qui coïncide avec un maximum d'oxygène situé au sommet de la thermocline (OUDOT, 1986). Ce maximum d'oxygène, qui n'apparaît qu'en saison chaude, n'est pas un niveau de sursaturation et peut donc

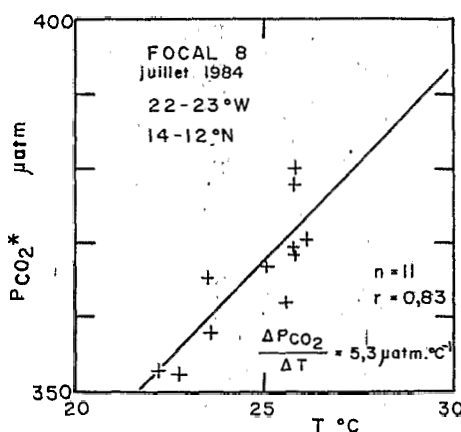


Fig. 9. Variation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique (normalisée à  $S = 35,0\text{‰}$ ) en fonction de la température dans la couche de surface du dôme de Guinée (14–12°N, 22–23°W) en été boréal. La pente de la droite de régression représente le coefficient de variation de  $P_{CO_2}$  en fonction de la température.

s'interpréter comme le résultat de l'évasion d'oxygène de la couche de surface avec le réchauffement saisonnier (REID, 1962; MINAS et COSTE, 1964; OUDOT, 1984). Simultanément, ce réchauffement saisonnier produirait un accroissement de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans la couche de surface. Pour vérifier que l'augmentation de  $P_{\text{CO}_2}$  du sommet de la thermocline vers la surface pouvait être le résultat du réchauffement saisonnier de la couche de surface océanique, nous avons dressé pour trois stations caractéristiques du dôme de Guinée de la campagne FOCAL 8, réalisée en juillet-août 1984, un diagramme de corrélation de  $P_{\text{CO}_2}$  (normalisé à  $S = 35,0\text{‰}$ ) par rapport à la température (Fig. 9). Le traitement statistique des données conduit à une relation significative positive (coefficient de corrélation = 0,83 pour  $n = 11$ ) entre  $P_{\text{CO}_2}$  et la température. Le coefficient de  $P_{\text{CO}_2}$  en fonction de la température calculé par la droite des moindres carrés est  $5,3 \mu\text{atm}^\circ\text{C}^{-1}$ , c'est-à-dire  $1,5\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Dans une étude précédente (OUDOT et ANDRIE, 1986), il avait été montré que le coefficient de variation de  $P_{\text{CO}_2}$  en fonction de la température au cours du réchauffement de l'eau de surface du Courant Equatorial Sud s'écoulant vers l'ouest en été boréal était égal à  $1,3\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Ces résultats s'accordent parfaitement avec les conclusions d'autres auteurs pour des régions de latitudes voisines  $-1,2\%$  dans la mer des Sargasses et le courant des Antilles (TAKAHASHI *et al.*, 1983),  $1,3$  à  $1,6\%$  dans l'Atlantique nord ( $0^\circ$ - $25^\circ\text{N}$ ) (ROOS and GRAVENHORST, 1984).

*Comparaison des mesures de  $P_{\text{CO}_2}$  durant les expéditions FOCAL et TTO/TAS: variabilité à court terme de  $P_{\text{CO}_2}$*

Des mesures de  $P_{\text{CO}_2}$  océanique dans la même zone de l'Atlantique tropical ( $10^\circ\text{N}$ - $8^\circ\text{S}$ ,  $22^\circ\text{W}$ - $35^\circ\text{W}$ ) ont été réalisées en 1983 à quinze jours d'intervalle environ, pendant les expéditions FOCAL 2 (13-29 janvier) et TTO/TAS (3-16 février) (SMETHIE *et al.*, 1985).

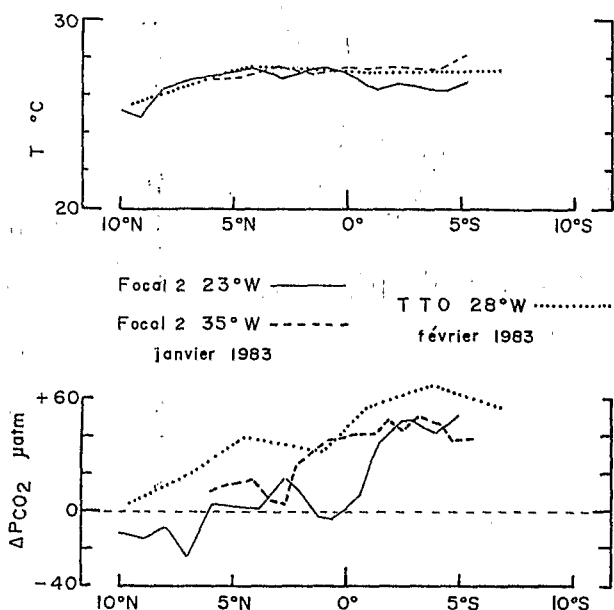


Fig. 10. Comparaison des mesures du gradient de pression partielle de  $\text{CO}_2$  à l'interface air-mer et de la température de surface de la mer au cours des campagnes FOCAL 2 (13-29 janvier 1983) et TTO/TAS (3-16 Février 1983).

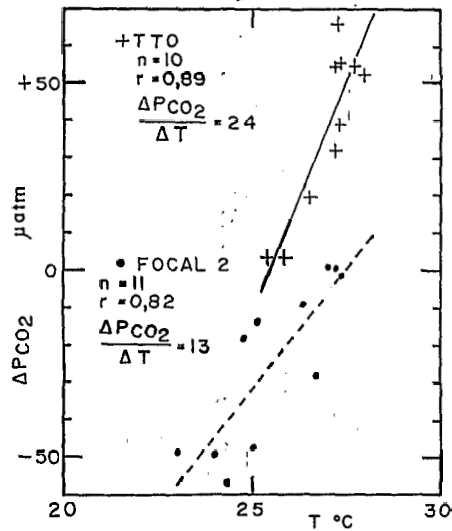


Fig. 11. Variation du gradient de pression partielle de CO<sub>2</sub> à l'interface air-mer en fonction de la température de surface de la mer entre 5°N et 14°N le long des méridiens 23°W (FOCAL 2) et 28°W (TTO/TAS). Les pentes des droites de régression représentent les coefficients de variation de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> en fonction de la température (μatm °C<sup>-1</sup>).

La Fig. 10 présente la distribution méridienne du gradient de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>, ΔP<sub>CO<sub>2</sub></sub>, à l'interface air-mer et de la température le long des transects 23°W et 35°W (campagne FOCAL 2) et 28°W (expédition TTO/TAS). Les deux études montrent la décroissance plus ou moins continue de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> du sud au nord. Les mesures de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> durant TTO/TAS semblent un peu plus élevées que celles durant FOCAL, alors que la température de surface n'apparaît pas modifiée entre les deux périodes d'observations. Le puits de CO<sub>2</sub> (ΔP<sub>CO<sub>2</sub></sub> < 0) entre 6 et 10°N relevé durant FOCAL n'est plus observé durant TTO/TAS : il peut avoir été repoussé au nord de 10°N (au voisinage de 15°N) comme le suggèrent les observations de TTO/TAS plus à l'ouest (50°W). SMETHIE *et al.* (1985) font remarquer que cette zone de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> faible ne peut pas être dérivée de l'écoulement vers le nord de l'eau équatoriale ouest Atlantique car la réduction de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> est trop forte pour le refroidissement observé de l'eau de surface (Fig. 11 : ΔP<sub>CO<sub>2</sub></sub>/ΔT = 24 μatm °C<sup>-1</sup>). Nos observations cependant montrent que la diminution de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> de 5°N à 14°N le long du méridien 23°W est tout à fait compatible avec le refroidissement observé de la surface de la mer—le coefficient de variation de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> avec la température est de 13 μatm °C<sup>-1</sup> (Fig. 11), soit une valeur proche de celle attendue selon MACINTYRE (1978)—15 μatm °C<sup>-1</sup>.

#### DEFICIT DE CO<sub>2</sub> DANS LA COUCHE DE SURFACE

L'océan est, au sens thermodynamique, un système ouvert, car à travers l'interface air-mer, de nombreux échanges gazeux peuvent se produire, dans le sens d'un retour à l'équilibre des pressions partielles de ces gaz dans l'eau de mer et dans l'atmosphère. Les pressions partielles des divers gaz présents dans l'atmosphère ne varient pas (pour les gaz majeurs tels que O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, Ar) ou relativement peu (pour les gaz traces tels que CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, . . .) comparées à leurs pressions partielles dans l'eau de mer, où les processus

physiques et biologiques altèrent en permanence leurs concentrations. Les premières études visant à interpréter les échanges gazeux océan-atmosphère ont porté sur l'oxygène (REDFIELD, 1948; REID, 1962; PYTKOWICZ, 1964; MINAS, 1970), mettant en lumière la compétition des processus physique (réchauffement saisonnier) et biologique (photosynthèse) dans l'évasion d'oxygène à la surface de l'océan. Depuis, les recherches se sont portées sur divers constituants gazeux, mais elles se focalisent aujourd'hui sur les échanges de  $\text{CO}_2$  à travers la surface océanique avec l'espoir d'accéder à une plus juste évaluation des flux de  $\text{CO}_2$  à la surface de l'océan. L'évasion de  $\text{CO}_2$  à la surface de l'océan est généralement invoquée pour expliquer l'écart constaté entre le coefficient de variation de  $P_{\text{CO}_2}$  en fonction de la température relevé à la surface de l'océan (système ouvert sur l'atmosphère) (TAKAHASHI *et al.*, 1983; ROOS and GRAVENHORST, 1984; OUDOT et ANDRIE, 1986) et celui attendu pour un système fermé dans lequel la concentration de  $\text{CO}_2$  total dissous resterait constante (MACINTYRE, 1978). BROECKER and PENG (1982) ont proposé d'utiliser la comparaison des concentrations de carbone minéral total ( $\Sigma \text{CO}_2$ ) et de nitrate ( $\text{NO}_3$ ) dans une masse d'eau remontée à la surface de l'océan équatorial par upwelling pour évaluer une vitesse d'upwelling. Leur raisonnement repose sur l'hypothèse que l'évasion de  $\text{CO}_2$  dans la couche de surface doit être compensée par l'arrivée en surface d'une eau nouvelle subsuperficielle chargée en  $\text{CO}_2$ . Cette méthode a été appliquée dernièrement aux situations d'upwelling rencontrées à  $4^\circ\text{W}$  successivement en été boréal 1982, 1983 et 1984 (ANDRIE *et al.*, 1986). Nous présentons ici (Fig. 12) l'évolution de la relation  $\Sigma \text{CO}_2^*/\text{NO}_3^*$  ( $\Sigma \text{CO}_2^*$  et  $\text{NO}_3^*$  représentant les valeurs de  $\Sigma \text{CO}_2$  et  $\text{NO}_3$  normalisées à salinité constante  $S = 35,0\text{‰}$ ) de  $4^\circ\text{W}$  à  $35^\circ\text{W}$  le long de l'équateur (stations comprises dans la bande  $1^\circ30\text{N}$ – $1^\circ30\text{S}$ ) en hiver boréal, c'est-à-dire en absence d'upwelling équatorial. Le diagramme  $\Sigma \text{CO}_2^*/\text{NO}_3^*$  indique que les variations de carbone minéral total et de nitrate se font conformément au rapport de Redfield (proche de 7) caractéristique du cycle photosynthèse-respiration pour les échantillons pris dans la thermocline et plus profondément. Les échantillons moins profonds, du sommet de la thermocline et de la couche de surface, indiquent au contraire une déviation par rapport à cette tendance : cette déviation est interprétée comme la manifestation de la perte de  $\text{CO}_2$  dans la couche de surface consécutivement à l'évasion de  $\text{CO}_2$  à travers l'interface air-mer. La Fig. 12 révèle que le déficit de  $\text{CO}_2$ ,  $\Delta\Sigma \text{CO}_2$ , augmente lorsqu'on se déplace d'est en ouest le long de l'équateur, à une époque où en raison de l'absence d'upwelling il n'y a pas de renouvellement de la couche de surface par l'eau subsuperficielle chargée en  $\text{CO}_2$ . Dans un environnement hydrologique marqué par une forte advection latérale, la diminution de  $\text{CO}_2$  pourrait être due à l'intrusion d'eau à basse concentration de carbone minéral total—cela ne peut être le cas, puisque le déficit de  $\text{CO}_2$  est le plus élevé à l'ouest, là où la masse d'eau de surface est la plus salée (Fig. 5) donc la plus alcaline. L'augmentation du déficit dans le sens de l'écoulement de la masse d'eau de surface peut donc être interprétée comme le résultat de l'évasion de  $\text{CO}_2$  océanique dans l'atmosphère et par conséquent utilisée pour évaluer un flux net moyen de  $\text{CO}_2$  le long de l'équateur entre  $4^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  (Tableau 1). Dans ce tableau, le déficit  $\Delta\Sigma \text{CO}_2$  (colonnes 1 et 5) est déterminé à l'aide des diagrammes  $\Sigma \text{CO}_2^*/\text{NO}_3^*$  (Fig. 12), Z et V (colonnes 2, 3, 6, 7) représentent l'épaisseur et la vitesse de la couche de surface se déplaçant à l'ouest (limitée à  $1^\circ30\text{N}$  et  $1^\circ30\text{S}$ ) déduites des mesures directes de courant. Lors de FOCAL 2, les mesures de courant n'ont eu lieu qu'à  $4^\circ\text{W}$ ; en l'absence de résultats d'observations, nous avons donc adopté, pour le calcul du déficit de  $\Sigma \text{CO}_2$  dans la couche de flux ouest, des valeurs moyennes de Z (inscrites entre parenthèses dans le Tableau 1) choisies par

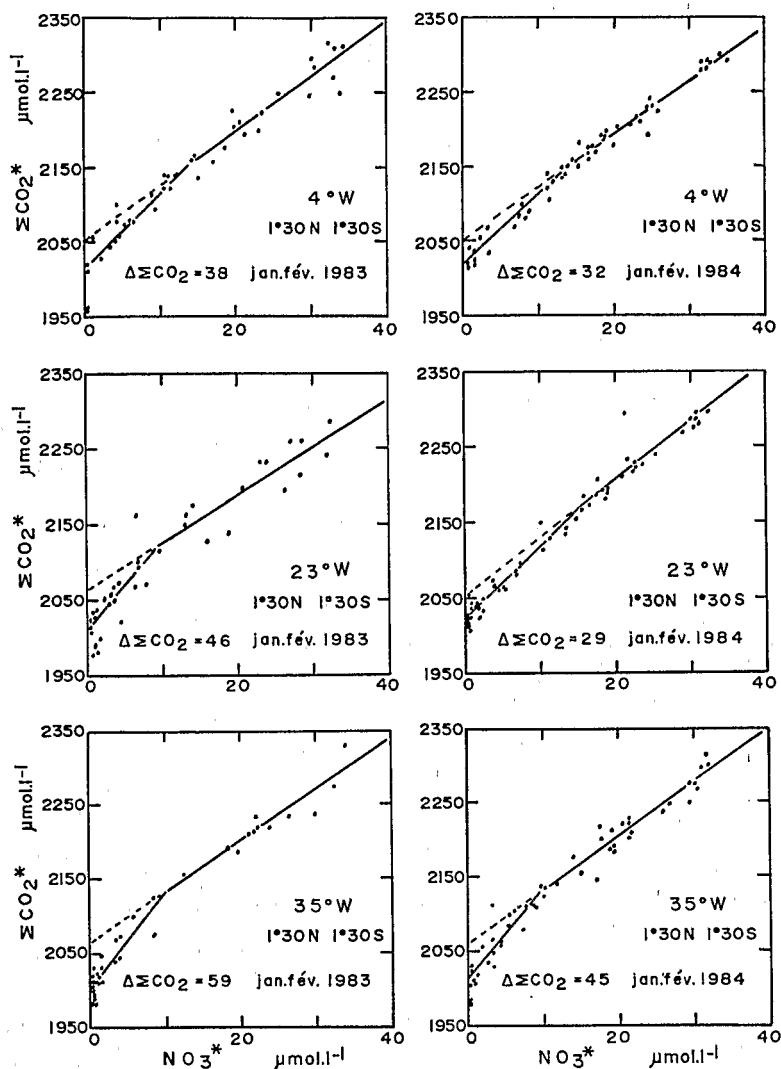


Fig. 12. Relation entre les concentrations de carbone minéral total et de nitrate de la surface à 500 m de profondeur dans l'Atlantique équatorial (1°30N-1°30S) à 4°W, 23°W et 35°W.  $\Delta \Sigma \text{CO}_2$  représente la perte de CO<sub>2</sub> océanique (exprimée en  $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) par évaporation dans l'atmosphère.

comparaison avec les observations de FOCAL 6. Une vitesse zonale moyenne ( $16 \text{ cm s}^{-1}$ ) est adoptée pour les deux exemples (FOCAL 2 et FOCAL 6) en tenant compte des résultats d'observations (colonnes 3 et 7 du tableau). On en déduit une évaporation moyenne de CO<sub>2</sub> entre 4°W et 35°W:  $5,1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  en janvier-février 1983 et  $3,7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$  en 1984. Il est intéressant de comparer ces résultats avec ceux obtenus par d'autres méthodes d'évaluation, des flux nets de CO<sub>2</sub> à l'interface dans le même région ou dans des régions voisines.

Tableau 1. *Evaison de CO<sub>2</sub> le long de l'équateur (1°30N-1°30S)*

	FOCAL 2 janvier-février 1983				FOCAL 6 janvier-février 1984			
	$\Delta\Sigma\text{CO}_2$	Z	V	$\sum_0^Z \Delta\Sigma\text{CO}_2$	$\Delta\Sigma\text{CO}_2$	Z	V	$\sum_0^Z \Delta\Sigma\text{CO}_2$
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
4°W	38	25	17	950	32	33	15	1056
10°W	38	(30)		1140	35	31	21	1085
23°W	46	(30)		1380	29	65	12	1885
28°W					49	(39)		1911
35°W	59	(39)		2301	45	39	17	1755

	FOCAL 2 janvier-février 1983	FOCAL 6 janvier-février 1984
Accroissement zonal moyen de $\sum_0^Z \Delta\Sigma\text{CO}_2$ (mmol m <sup>-2</sup> mille <sup>-1</sup> ) entre 4°W et 35°W	0,69	0,50
Vitesse zonale moyenne (cm s <sup>-1</sup> ) entre 4°W et 35°W	16*	16*
Flux d'évasion (mmol m <sup>-2</sup> j <sup>-1</sup> ) moyen entre 4°W et 35°W	5,1	3,7

\* Valeur moyenne des mesures de courant reportées en colonnes 3 et 7.

(1) et (5)  $\Delta\Sigma\text{CO}_2$  (mmol m<sup>-3</sup>) = déficit de CO<sub>2</sub> total.

(2) et (6) Z (m) = épaisseur de la couche de flux ouest (les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs adoptées, en absence de mesures directes de courants).

(3) et (7) V (cm s<sup>-1</sup>) = vitesse moyenne de flux ouest (mesure de courant).

(4) et (8)  $\sum_0^Z \Delta\Sigma\text{CO}_2$  (mmol m<sup>-2</sup>) = déficit de CO<sub>2</sub> total intégré sur l'épaisseur de la couche de flux ouest (col. 1 × col. 2 et col. 5 × col. 6).

#### COMPARAISON DE DIVERSES METHODES D'EVALUATION DU FLUX DE CO<sub>2</sub>

Le flux net de CO<sub>2</sub> à l'interface océan-atmosphère est généralement évalué par la méthode du gradient. Selon cette approche, le flux net de CO<sub>2</sub> par mètre carré de surface est proportionnel à la différence des pressions partielles de CO<sub>2</sub>  $\Delta P_{\text{CO}_2}$  à travers l'interface

$$F = k_t \times \alpha \times \Delta P_{\text{CO}_2}, \quad (1)$$

où  $k_t$  représente le coefficient de transfert à l'interface, encore appelé vitesse de piston et  $\alpha$ , la solubilité de CO<sub>2</sub>. La plus grande incertitude de cette méthode réside dans la détermination de ce coefficient de transfert et elle constitue la source de la grande dispersion des résultats d'estimation du flux net de CO<sub>2</sub> à la surface de l'océan. Généralement, le coefficient de transfert est apprécié à partir de la connaissance de la vitesse du vent. La relation liant le coefficient de transfert à la vitesse du vent a été établie dans diverses situations, soit expérimentalement au laboratoire dans un tunnel à vent (BROECKER *et al.*, 1978; MERLIVAT and MEMERY, 1983; BROECKER and SIEMS, 1984; JÄHNE *et al.*, 1984), soit *in situ* dans l'océan du large par la méthode du radon (PENG *et al.*, 1979; ROETHER and KROMER, 1978; SMETHIE *et al.*, 1985) ou dans un lac par l'hexafluorure de soufre SF<sub>6</sub> (WANNINKHOF *et al.*, 1985). Toutes ces tentatives ont conduit à énoncer des relations linéaires entre le coefficient de transfert et la vitesse du vent, entre certaines limites de cette dernière, alors que des études précédentes avaient révélé que la vitesse



de piston semblait plutôt croître proportionnellement au carré ou au cube de la vitesse du vent (KANWISHER, 1963; BROECKER and PENG, 1974; PENG *et al.*, 1974; TSUNOGAI and TANAKA, 1980).

Un premier essai d'évaluation du flux de CO<sub>2</sub> à partir des résultats de mesures de CO<sub>2</sub> recueillis au cours des campagnes FOCAL réalisées en 1983 (OUDOT et ANDRIE, 1986) à été tenté en utilisant la relation linéaire de BROECKER *et al.* (1978) basée sur les résultats d'expérimentation en soufflerie. La distribution de flux net de CO<sub>2</sub>, calculé selon ce procédé pour toutes les campagnes FOCAL, est montrée sur la Fig. 13 sous la forme de valeurs moyennées par bandes de latitudes de 5° (5°S-0°; 0°-5°N; 5°N-10°N; 10°N-14°N); dans l'encadré en haut à gauche est représentée la variation zonale du flux net moyen de CO<sub>2</sub> dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S (le flux s'échappant de la mer est compté positivement et le flux entrant dans l'océan négativement). Le flux net moyen entre 4°W

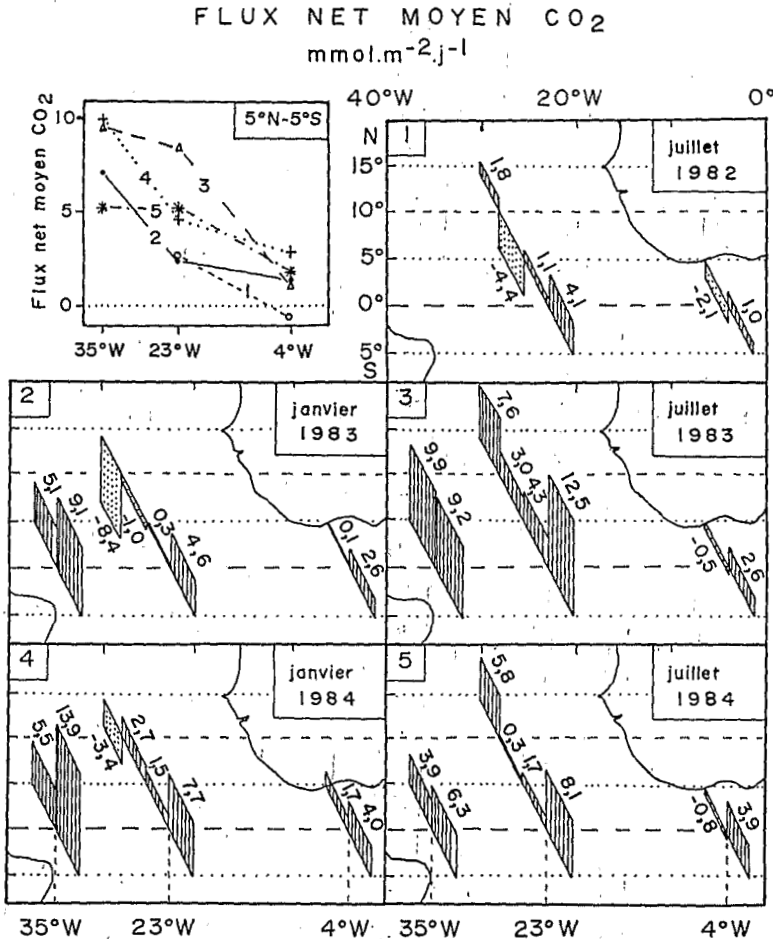


Fig. 13. Distribution du flux net moyen de CO<sub>2</sub> par bande de 5° de latitude (exprimée en mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>) à la surface de l'océan Atlantique tropical (estimé selon OUDOT et ANDRIE, 1986). En haut à gauche est représentée la variation zonale du flux net moyen dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S pour chacune de cinq campagnes FOCAL. Le flux s'échappant de la mer est compté positivement et le flux rentrant négativement.

et 35°W dans la ceinture équatoriale 5°N–5°S serait donc de 3,0 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en janvier–février 1983, 6,5 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en juillet–août 1983, 5,1 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en janvier–février 1984 et 5,8 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en juillet–août 1984, c'est-à-dire en moyenne annuelle 1,7 mol m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour l'année 1983 et 2,0 mol m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour l'année 1984. Dans une récente revue des données de flux net de CO<sub>2</sub> par région océanique, TAKAHASHI (1985) rapporte une valeur de 1,85 mol m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour la ceinture équatoriale 10°N–20°S.

Parallèlement, une autre approche a été essayée pour évaluer le flux net de CO<sub>2</sub> en adoptant un coefficient de transfert basé sur une compilation de résultats d'observations *in situ* et en laboratoire (ANDRIE *et al.*, 1986). Cette nouvelle méthode d'appréciation du coefficient de transfert conduit à des résultats de flux net de CO<sub>2</sub> plus faibles (en moyenne 5 fois environ) que ceux obtenus par la méthode précédente (Tableau 2) : le flux net annuel moyen entre 5°N et 5°S pour la période 1982–1984 est de 1,05 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>, soit 0,4 mol m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> contre une valeur de 1,85 mol m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> précédemment. A noter que les résultats de cette nouvelle méthode sont en bon accord avec la valeur moyenne rapportée par ROOS and GRAVENHORST (1984) pour la zone 0°–10°N de l'océan Atlantique (ANDRIE *et al.*, 1986). La différence entre les résultats des deux méthodes tient à deux raisons qui ont trait à l'estimation du coefficient de transfert : (1) Tout le monde s'accorde pour reconnaître que la dépendance du coefficient de transfert de la vitesse du vent pour des petits lacs est moindre que pour l'océan du large, et bien moindre que pour un tunnel à vent. (2) Le vent moyen tiré de l'Atlas de TOURRE *et al.* (1986), qui sert au calcul de flux de CO<sub>2</sub> dans la seconde méthode, est établie à partir des données de vents par satellite du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques Moyen Terme à Reading, Angleterre. Ce vent moyen est plus faible que le vent mesuré à chaque station comme en témoignent les comparaisons pour les campagnes FOCAL 6 et 8 (Fig. 14). Cependant, le vent mesuré à chaque station, qui est celui adopté dans la première méthode, est suffisamment stable et représentatif, comme le prouve la corrélation hautement significative entre la mesure du vent instantané (enregistrée pendant la durée d'une station, OUDOT et ANDRIE, 1986) et le vent moyen observé à bord pendant les 24 h qui ont précédé la station (Fig. 15). La validité d'utilisation du vent moyen sur 24 h est reconnue par SMETHIE *et al.* (1985).

Tableau 2. Flux net moyen de CO<sub>2</sub> (mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)

		35°W		23°W		4°W		Moyenne
		5°N–0°	0°–5°S	5°N–0°	0°–5°S	5°N–0°	0°–5°S	
FOCAL 0	(*)			1,1	4,1	-2,1	1,01	
juillet 1982	(†)			0,43	2,13	0,05	1,58	
FOCAL 2	(*)	5,1	9,1	0,3	4,6	0,1	2,6	3,0
janvier–février 1983	(†)	1,26	2,67	0,07	1,42	-0,02	0,11	0,92
FOCAL 4	(*)	9,9	9,2	4,3	12,5	-0,5	2,6	6,5
juillet–août 1983	(†)	2,24	3,20	0,41	2,57	-0,04	0,56	1,49
FOCAL 6	(*)	5,5	13,9	1,5	7,7	1,7	4,0	5,1
janvier–février 1984	(†)	2,32	3,19	0,21	0,42	0,14	0,34	1,10
FOCAL 8	(*)	3,9	6,3	1,7	8,1	-0,8	3,9	5,8
juillet–août 1984	(†)	0,25	1,27	0,16	1,58	-0,004	0,76	0,67

\* Flux calculé selon la relation linéaire de BROECKER *et al.* (1978).

† Flux selon ANDRIE *et al.* (1986).

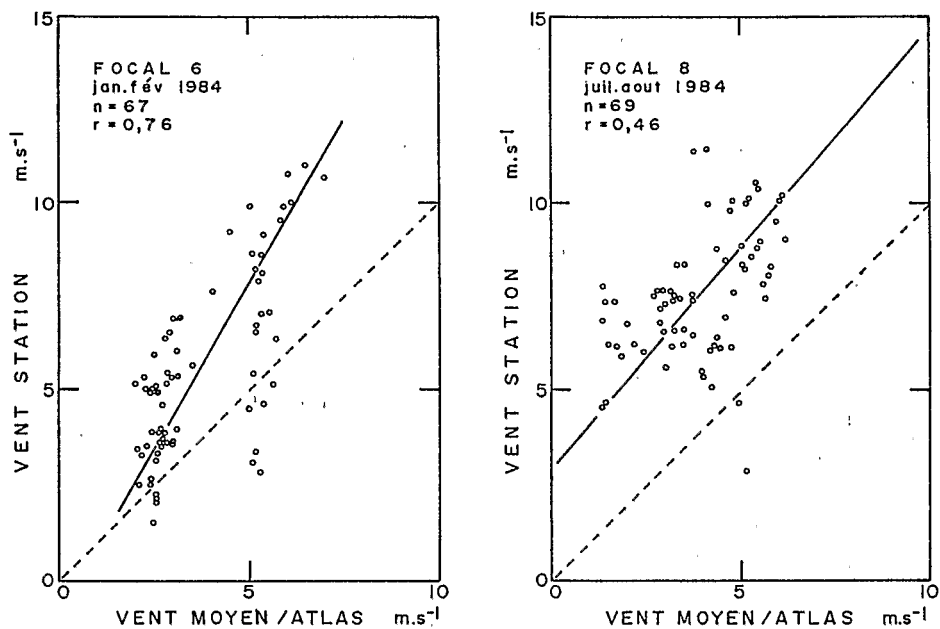


Fig. 14. Relation entre le vent mesuré à chaque station (à une hauteur de 10 m) et le vent de l'Atlas de *TOURRE et al.* (1986) (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques Moyen Terme à Reading, Angleterre). La droite en trait plein est la droite de régression et la droite en tirets, la droite  $y = x$ .

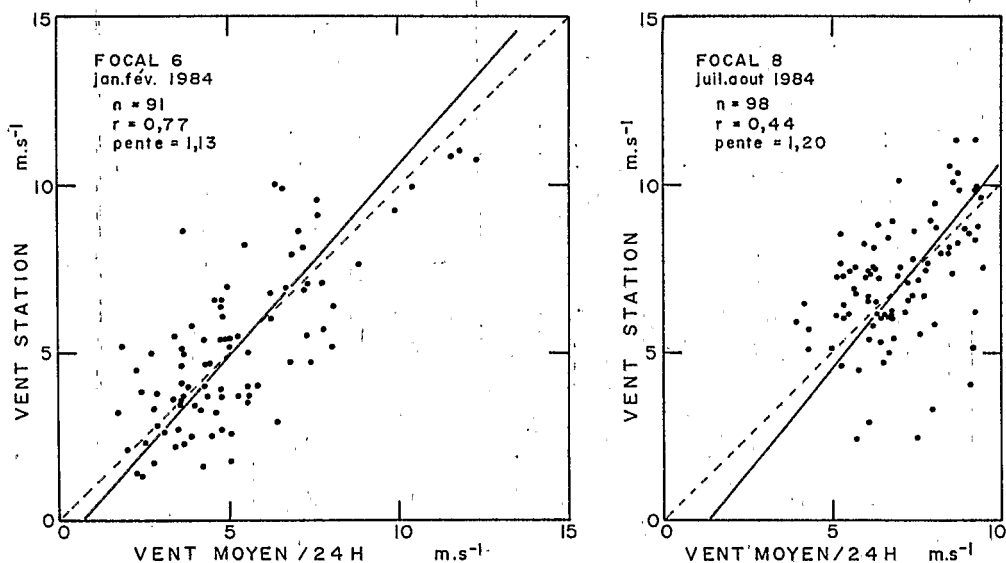


Fig. 15. Relation entre le vent mesuré à chaque station (à une hauteur de 10 m) et le vent (communiqué par la passerelle du navire) moyenné pendant les 24 h qui ont précédé la station. La droite en trait plein est la droite de régression et la droite en tirets, la droite  $y = x$ .

Le flux d'évasion de CO<sub>2</sub> estimé précédemment à partir du déficit de CO<sub>2</sub> dans la couche de surface océanique en période hivernale (5,1 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en 1983 et 3,7 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en 1984) est plus proche des résultats obtenus avec la première méthode (3,0 et 5,1 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>) que de ceux de la seconde (0,92 et 1,10 mmol m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>) (Tableau 2). Il peut paraître surprenant qu'en janvier-février 1984, le flux d'évasion soit plus faible que l'année précédente alors que la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique n'a jamais été aussi élevée. Cette diminution peut cependant être tout à fait plausible quand on sait que durant toute cette période d'observation, le vent est resté beaucoup plus faible que d'habitude (Tableau 3): un vent faible soufflant à la surface de l'océan entraîne une moindre perte de CO<sub>2</sub> dans la couche homogène de surface qui garde alors une valeur élevée de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>.

Toutes les évaluations du flux net de CO<sub>2</sub> restent très approximatives et la grande dispersion des résultats montre que les estimations de flux peuvent être facilement en erreur d'un facteur deux ou plus. Cela tient d'une part à l'incertitude sur la détermination du coefficient de transfert et à la grande variabilité saisonnière et interannuelle de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>. La surveillance de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> à la station Papa (50°N, 14°W) (WONG *et al.*, 1984) et par les navires marchands entre 45°N-35°S le long du trajet Canada-Australie dans l'Océan Pacifique (GAMMON *et al.*, 1986) montre la grande variabilité qui règne pour une même région. Le développement des programmes de surveillance de la surface de la mer par satellite devrait apporter dans les prochaines années des informations (vent-température) nécessaires à une meilleure connaissance des variabilités du coefficient d'échange de CO<sub>2</sub>. Reste à évaluer la variabilité spatiotemporelle de la distribution de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>, celle de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> étant négligeable pour le calcul de l'échange de CO<sub>2</sub> entre océan et atmosphère. Nous proposons d'utiliser la salinité de surface, paramètre sur lequel les informations sont nombreuses et bien documentées car facilement accessibles avec les réseaux de navires marchands, pour accéder à une détermination approximative de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> océanique et ainsi calculer un flux net de CO<sub>2</sub> à partir de la mesure de la salinité. A titre d'exemple, nous avons utilisé la relation définie à la Fig. 6.

$$P_{CO_2} = 44,17 S - 1214,8 \quad (2)$$

pour calculer P<sub>CO<sub>2</sub></sub> à partir de la salinité de surface mesurée à chaque station. Le calcul des autres termes ( $k_t$ ,  $\alpha$ ) de la relation (1) reste inchangé (OUDOT et ANDRIE, 1986). La pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'air P<sub>CO<sub>2</sub></sub> varie peu ( $\pm 1\%$ ) rapport à P<sub>CO<sub>2</sub></sub>—on a donc adopté une valeur moyenne par campagne, valeur qui augmente chaque année de 1  $\mu$ atm compte tenu de la tendance séculaire, et qui varie suivant la saison avec la pression

Tableau 3. Vent moyen (m s<sup>-1</sup>) dans la bande équatoriale 1°30N-1°30S

Campagne	35°W	28°W	23°W	10°W	4°W	Moyenne
FOCAL 2						
janvier-février 1983	8,8		5,4	4,8	4,4	5,9
FOCAL 4						
juillet-août 1983	8,1	7,4	9,2	6,1	6,1	7,4
FOCAL 6						
janvier-février 1984	4,9	2,6	3,5	2,7	3,6	3,5
FOCAL 8						
juillet-août 1984	9,5	6,7	6,3	4,1	7,1	6,7

Le vent a été mesuré à une hauteur de 10 m.

atmosphérique (OUDOT et ANDRIE, 1986: 332  $\mu\text{atm}$  en janvier–février 1983 et 335  $\mu\text{atm}$  en juillet–août 1983). La comparaison entre les résultats du flux net de CO<sub>2</sub> calculé à partir de la relation (2) et celui calculé à partir des mesures de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> (Fig. 13) pour la ceinture équatoriale 5°N–5°S est montrée sur la Fig. 16. La corrélation est hautement significative ( $r = 0,87$  pour  $n = 28$ ) et la droite de régression a une pente proche de l'unité et une ordonnée à l'origine proche de zéro. L'écart entre les résultats des deux modes de calculs est très acceptable compte tenu de l'incertitude attachée aux estimations du flux net de CO<sub>2</sub>. Le Tableau 4 compare les résultats des flux nets de CO<sub>2</sub> estimés pour la ceinture équatoriale à chaque campagne—l'erreur commise sur le flux net de CO<sub>2</sub> calculé à partir de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> déduit de la salinité varie entre 55 et –32%, et au niveau de la moyenne pour la période 1983–1984 elle est de  $\pm 25\%$ , soit une imprécision raisonnable.

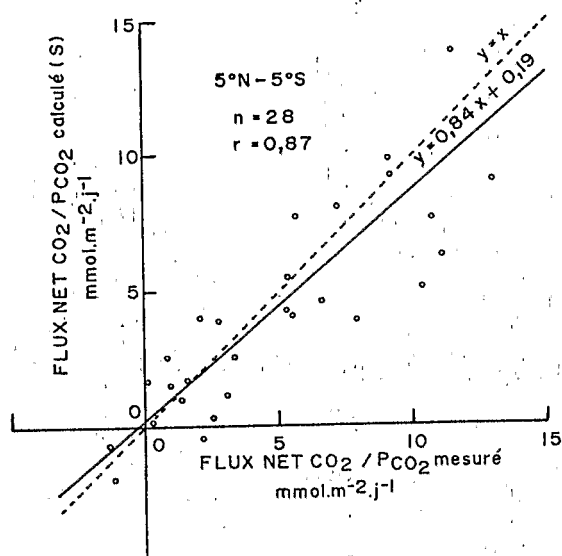


Fig. 16. Relation entre le flux net de CO<sub>2</sub> calculé à partir de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> déduit de la mesure de salinité (relation 2) et le flux net de CO<sub>2</sub> calculé à partir de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> mesuré. La droite en trait plein est la droite de régression et la droite en tirets, la droite  $y = x$ .

Tableau 4. Comparaison du flux net de CO<sub>2</sub> ( $\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1}$ ) dans la ceinture équatoriale 5°N–5°S estimé soit à partir de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> mesuré, soit à partir de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> déduit de la salinité (relation 2)

	FOCAL 2 janvier–février 1983	FOCAL 4 juillet–août 1983	FOCAL 6 janvier–février 1984	FOCAL 8 juillet–août 1984	Moyenne 1983	Moyenne 1984
Flux net CO <sub>2</sub> (P <sub>CO<sub>2</sub></sub> mesuré) ( $\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1}$ )	1,1	2,4	1,9	2,1	1,7	2,0
Flux net CO <sub>2</sub> (Salinité) ( $\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1}$ )	1,7	2,4	1,3	1,6	2,1	1,5

Pour comparaison, le flux d'évasion de CO<sub>2</sub> (Tableau 1) est de 1,9  $\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1}$  en janvier–février 1983 et 1,4  $\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1}$  en janvier–février 1984.

able eu égard à la gamme des résultats d'estimation du flux net de  $\text{CO}_2$  océanique. Nous relevons également du Tableau 4 que le flux déduit de la salinité montre la même variation interannuelle que le flux de  $\text{CO}_2$  évadé de la couche de surface.

#### VARIABILITÉ DU $\text{CO}_2$ ATMOSPHERIQUE

##### Distributions méridiennes de $f_{\text{CO}_2}$

Comme nous l'avons déjà signalé au vu des premiers résultats des campagnes FOCAL (OUDOT et ANDRIE, 1986), les variations de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique  $f_{\text{CO}_2}$  (fraction molaire de  $\text{CO}_2$ ) sont importantes au dessus de la ceinture équatoriale Atlantique. La Fig. 17 montre les distributions de  $f_{\text{CO}_2}$  le long des méridiens  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  en hiver et en été de l'hémisphère nord au cours des années 1983 et 1984 (on a représenté également la distribution en été boréal 1982 pour le méridien  $23^\circ\text{W}$ ). Le trait dominant qui se dégage de cette figure est constitué par la décroissance importante de  $f_{\text{CO}_2}$ , de  $5^\circ\text{N}$  à  $5^\circ\text{S}$  le long de chaque méridien en hiver boréal. L'amplitude de variation méridienne la plus élevée est enregistrée en janvier-février 1984 le long de  $35^\circ\text{W}$  : elle est de l'ordre de 1 ppm par degré de latitude (6,6 ppm entre  $1^\circ30\text{N}$  et  $4^\circ30\text{S}$ ). En moyenne, entre  $5^\circ\text{N}$  et  $5^\circ\text{S}$ , la décroissance est de 0,4 ppm par degré (Tableau 5) en janvier-février 1983 aussi bien que 1984. En été boréal 1983, le gradient méridien de  $f_{\text{CO}_2}$  disparaît tandis qu'il persiste, très affaibli, en été 1984, avec une valeur de 0,1 ppm par degré (Tableau 5). La disparition du gradient méridien en été est due à une diminution

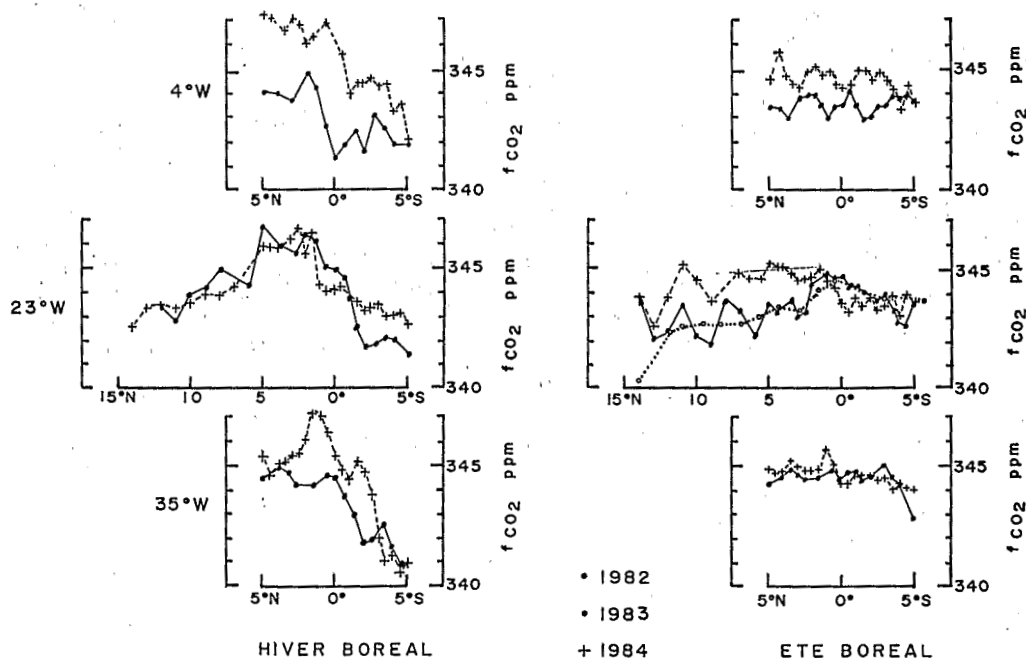


Fig. 17. Distribution de la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  atmosphérique le long des méridiens  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  en hiver boréal (à gauche) et en été boréal (à droite).

Tableau 5. Gradient méridien moyen de  $f_{CO_2}$  (ppm degré<sup>-1</sup>) entre 5°N et 5°S

		35°W	23°W	4°W	Moyenne
FOCAL 2	$\Delta$	0,42	0,61	0,24	0,42
janvier-février	$r$	0,90	0,93	0,68	
1983	$n$	16	15	14	
FOCAL 6	$\Delta$	0,49	0,39	0,45	0,44
janvier-février	$r$	0,76	0,91	0,93	
1984	$n$	21	21	21	
FOCAL 4	$\Delta$	0,02	0,04	-0,04	—
juillet-août	$r$	0,11 (NS)	0,17 (NS)	0,29 (NS)	
1983	$n$	20	21	19	
FOCAL 6	$\Delta$	0,09	0,18	0,08	0,12
juillet-août	$r$	0,69	0,83	0,52	
1984	$n$	21	21	21	

$\Delta$  : Gradient moyen de  $f_{CO_2}$  = pente de la droite de régression de  $f_{CO_2}$  en fonction de la latitude.

$r$  : Coefficient de corrélation (NS équivaut à une corrélation non significative au risque de 5%).

$n$  : Nombre de stations.

de  $f_{CO_2}$  au nord de l'équateur et une augmentation au sud (Fig. 17). A noter également d'après la distribution le long du méridien 23°W, que  $f_{CO_2}$  diminue également vers le nord, au nord de 5°N. La distribution méridienne de  $f_{CO_2}$  en zone tropicale Atlantique présente donc un maximum nord équatorial en hiver boréal, plus proche de l'équateur en 1984 qu'en 1983. Ce maximum est à rapprocher du pic de CO<sub>2</sub> que KOMHYR *et al.* (1985) situent entre 10°N et 5°N et que KEELING (1983) centre sur l'équateur. Pour ces auteurs, ce pic de CO<sub>2</sub> serait la combinaison de CO<sub>2</sub> d'origine océanique équatoriale et de CO<sub>2</sub> d'origine anthropogénique dérivé de l'hémisphère nord. Le déplacement méridien de ce pic pourrait être dû à la migration saisonnière de la Zone Intertropicale de Convergence (Z.I.T.C.).

Le gradient méridien de  $f_{CO_2}$  au-dessus de la ceinture équatoriale Atlantique peut donc atteindre des valeurs très élevées (0,4 ppm par degré en moyenne) comparativement aux observations de KEELING *et al.* (1984) dans le Pacifique oriental et central qui rapportent une diminution de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique de 2,2 ppm entre 3°N et 15°S, soit un gradient moyen de 0,1 ppm degré<sup>-1</sup>. Mais CONWAY *et al.* (1985b) de leur côté, signalent dans la même région Pacifique des gradients méridiens un peu plus élevés : +2,3 ppm entre 9°N et 20°N et même une brutale augmentation de 1,2 ppm entre 8°N et 9°N lors de la traversée de la Z.I.T.C. TANAKA *et al.* (1985) montrent également que dans le Pacifique occidental, la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique change brutalement au voisinage de la Z.I.T.C. Toutes ces observations illustrent le rôle de barrière joué par la Z.I.T.C. qui s'oppose au mélange des signaux de CO<sub>2</sub> de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud. Aux latitudes plus élevées, les gradients méridiens de CO<sub>2</sub> sont beaucoup plus faibles : +0,8 ppm entre 71°N et 50°N et 0,9 ppm entre 50°N et 19°N (KEELING *et al.*, 1985).

L'augmentation d'est en ouest de  $f_{CO_2}$  signalée pour la période juillet-août 1983 (OUDOT et ANDRIE, 1986) n'a pu être confirmée par les observations de 1984 (Fig. 17 à droite) : en été 1984  $f_{CO_2}$  est aussi élevé le long de 4°W que le long de 35°W, contrairement à ce que nous avons pu relever l'été précédent :

Les plus faibles valeurs de  $f_{\text{CO}_2}$  sont relevées en hiver près de la côte brésilienne (5°S, 35°W), au dessus de la zone océanique la plus salée.

#### *Variations saisonnières et annuelles*

Le gradient méridien de  $f_{\text{CO}_2}$  dans la ceinture équatoriale Atlantique décrit précédemment se retrouve à chaque hiver boréal. L'analogie entre les distributions méridiennes de  $f_{\text{CO}_2}$  le long de 23°W (Fig. 17 à gauche) au cours des deux hivers successifs 1983 et 1984 est assez remarquable, avec un maximum de  $f_{\text{CO}_2}$  entre 2° et 5°N. Mais le long des deux radiales extrêmes (4°W et 35°W), on note un accroissement important entre les hivers 1983 et 1984. En été au contraire, la concentration de  $\text{CO}_2$  est relativement uniforme entre 14°N et 5°S (Fig. 17 à droite). Cette différence saisonnière dans la distribution méridienne de  $f_{\text{CO}_2}$  a été récemment interprétée comme le résultat de la présence de la Zone Intertropicale de Convergence des alizés (Z.I.T.C.) qui sépare les masses d'air boréale et australe (OUDOT et ANDRIE, 1986). La Z.I.T.C. se déplace avec la saison de 0°C, au dessus de l'Atlantique occidental, en janvier-février à 10°N en juillet-août (HASTENRATH and LAMB, 1977; TOURRE *et al.*, 1986). Il est bien connu qu'en janvier-février la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique est plus élevée dans l'hémisphère nord (où c'est l'hiver) que dans l'hémisphère sud (où c'est l'été), car l'activité photosynthétique y est alors réduite et la libération de  $\text{CO}_2$  anthropogénique accrue. En juillet-août la situation est inversée. Si cette interprétation permet bien d'expliquer le balancement saisonnier observé dans les parties occidentales (35°W) et centrale (23°W) elle ne convient pas à la situation rencontrée dans l'est (4°W) où toute l'année les vents soufflent du secteur sud jusqu'à 5°N (la Z.I.T.C. est continuellement au dessus du continent africain à cette longitude). Le gradient observé le long de 4°W en hiver boréal reste donc à interpréter.

L'écart enregistré entre les valeurs de  $f_{\text{CO}_2}$  des mois de janvier et juillet pendant les campagnes FOCAL est comparable à celui relevé par KOMHYR *et al.* (1985) en un point très voisin de la zone équatoriale, à l'île d'Ascension (Tableau 6).

Parmi les facteurs météorologiques qui varient avec la saison en zone équatoriale, on note la pression atmosphérique, nettement plus élevée en juillet qu'en janvier (HASTENRATH and LAMB, 1977). Ceci nous a amené à comparer la variation saisonnière de  $\text{CO}_2$  atmosphérique avec celle de la pression atmosphérique. Les variations de  $f_{\text{CO}_2}$  semblent être en corrélation inverse avec celles de la pression atmosphérique  $P_A$  (Fig. 18). C'est ainsi que le maximum de  $f_{\text{CO}_2}$  observé en hiver boréal le long de 23°W (Fig. 17 à gauche) coïncide chaque année avec le minimum de  $P_A$  (Fig. 18 à gauche), dont la valeur est

Tableau 6. Comparaison des résultats de  $f_{\text{CO}_2}$  (ppm) recueillis durant les campagnes FOCAL avec les mesures faites à l'île d'Ascension

	1982	1983	1984
	1	2	3
Janvier-février	339,7	341,7	342,4
Juillet-août	341,3	343,5	343,8
Ecart janvier/juillet	1,6	1,8	1,4

Colonne 1 : observations à l'île d'Ascension (8°S, 14°W), (KOMHYR *et al.*, 1985).

Colonnes 2 et 3 : observations durant les campagnes FOCAL (moyenne des mesures à 5°S, 4°W et 5°S, 23°W).



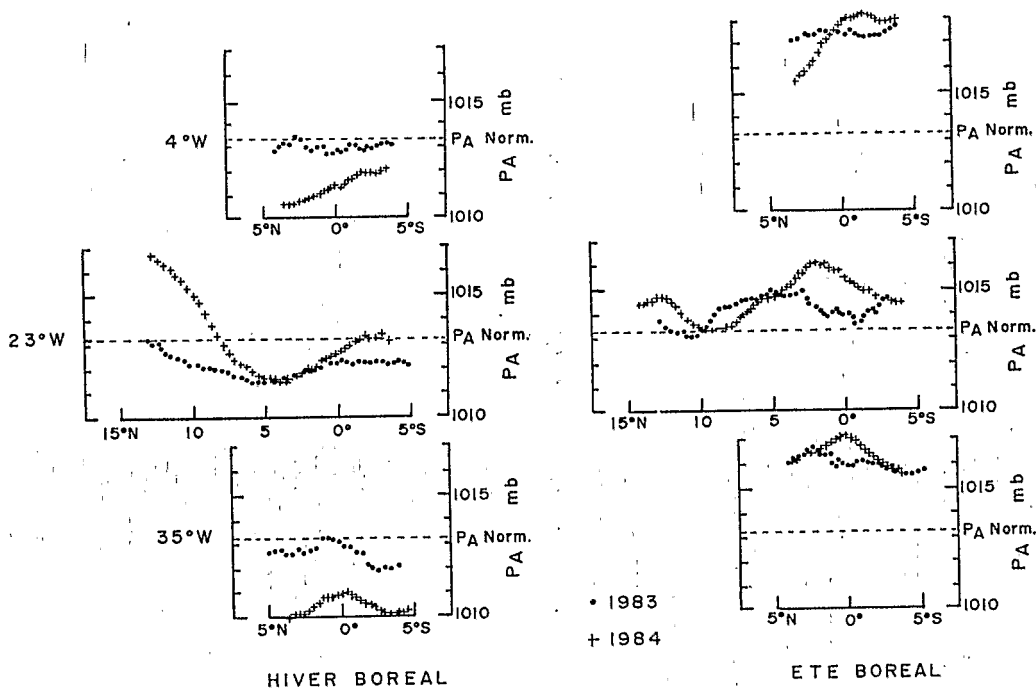


Fig. 18. Distribution de la pression atmosphérique (moyenne mobile sur 24 h) le long des méridiens 4°W, 23°W et 35°W en hiver boréal (à gauche) et en été boréal (à droite). La ligne horizontale en tirets représente la pression atmosphérique normale (1013,25 mb).

inférieure à la pression atmosphérique normale, et qui représente l'axe de convergence des alizés. De même lorsqu'on compare les distributions de  $f_{CO_2}$  le long des deux méridiens extrêmes de la ceinture équatoriale (4°W et 35°W), l'augmentation de  $f_{CO_2}$  entre les hivers 1983 et 1984, coïncide avec un affaiblissement de  $P_A$ . En été, la corrélation entre  $f_{CO_2}$  et  $P_A$  paraît moins évidente.

Dans leur analyse des déplacements méridiens de la Z.I.T.C. le long du méridien 28°W, CITEAU *et al.* (1986) font remarquer qu'en 1984, la Z.I.T.C. est remontée plus tard (en avril) et moins haut vers le nord (9°N) que l'année précédente où elle était remontée dès février et jusqu'à 12°N comme elle le fait habituellement. Cette anomalie des conditions atmosphériques sur le secteur Atlantique en 1984, déjà évoquée précédemment (HOREL *et al.*, 1986), peut expliquer que sur la bordure nord de la ceinture équatoriale et au delà, la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique soit plus élevée durant l'été boréal 1984 que durant les étés précédents (Fig. 17 à droite).

#### Variation temporelle de $f_{CO_2}$ et tendance séculaire

Une certaine oscillation nyctémérale semble se dégager de la distribution méridienne des teneurs de CO<sub>2</sub> atmosphérique (Fig. 17), apparent surtout en juillet-août (à 4°W et 23°W principalement) quand les gradients méridiens sont plus faibles. En effet environ deux fois sur trois, les maxima de CO<sub>2</sub> sont relevés entre 12 et 18 h et les minima entre 0 et 6 h. Ce cycle nyctéméral est différent de celui mentionné pour les données de l'Observatoire de Mauna Loa (KEELING *et al.*, 1976a; BACASTOW *et al.*, 1985) et qui est dû

à des effets locaux liés à la périodicité de l'activité des végétaux terrestres. D'autres mesures, dorées et déjà envisagées au cours des prochaines campagnes d'observation en point fixe de longue durée (10 à 12 j), sont nécessaires pour confirmer cette oscillation nyctémérale au dessus de l'océan et avancer une interprétation. Le réchauffement diurne de la surface de la mer et le renforcement du vent durant le jour sont deux facteurs qui pourraient accroître l'évasion de  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère dans la journée par rapport à la nuit.

La Fig. 19 montre l'évolution entre juillet 1982 et août 1984 de  $f_{\text{CO}_2}$  moyenné par bande de latitude ( $14^\circ\text{N}-5^\circ\text{N}$ ,  $5^\circ\text{N}-0^\circ$ ,  $0^\circ-5^\circ\text{S}$ ) le long des trois méridiens  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  pour tenter de dégager si faire se peut un "accroissement annuel moyen" de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique au dessus de l'Atlantique tropical pour cette courte période de temps. Pour chacune des 7 zones géographiques considérées, on a déterminé l'accroissement annuel moyen comme la pente de la droite de régression de  $f_{\text{CO}_2}$  en fonction du temps : elle est chiffrée par le nombre ( $\text{ppm an}^{-1}$ ) affecté à chaque ligne

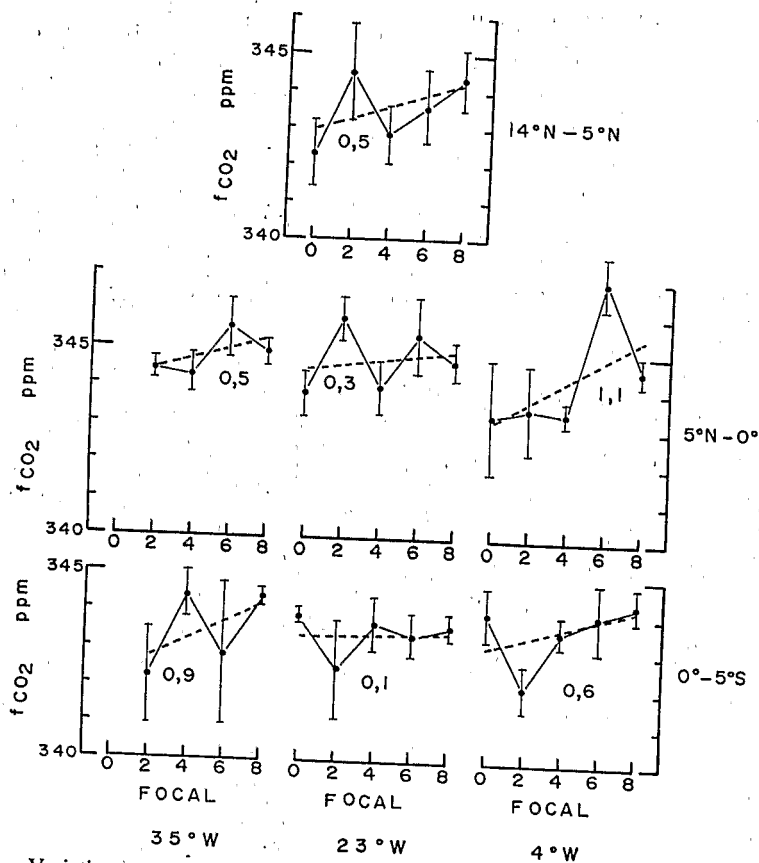


Fig. 19. Variation temporelle de la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  atmosphérique moyennée par bande de latitude ( $14^\circ\text{N}-5^\circ\text{N}$ ,  $5^\circ\text{N}-0^\circ$ ,  $0^\circ-5^\circ\text{S}$ ) entre juillet 1982 (FOCAL 0) et juillet-août 1984 (FOCAL 8). Les barres verticales représentent les écart-types autour des valeurs moyennes. Les droites en tirets représentent la tendance séculaire et les nombres, l'accroissement moyen annuel (en  $\text{ppm an}^{-1}$ ).

droite en tirets. Cet "accroissement annuel" varie entre les valeurs extrêmes 1,1 et 0,1 ppm an<sup>-1</sup>, et la moyenne pour l'ensemble de la zone tropicale étudiée est de 0,6 ± 0,3 ppm an<sup>-1</sup>.

Cet "accroissement" observé est moindre que la tendance séculaire mise en évidence jusqu'à présent par KEELING entre 1959 et 1971 à HAWAII (KEELING *et al.*, 1976a : 3,4%) et au Pôle Sud (KEELING *et al.*, 1976b : 3,1%) et PEARMAN and BEARSMORE (1984) dans la région australienne entre 1972 et 1981 (1,3 ppm an<sup>-1</sup>). D'après les mesures de MOOK *et al.* (1983) à l'île Fanning (4°N, 153°W), la variation moyenne de CO<sub>2</sub> entre 1977 et 1981 est de 1,5 ppm an<sup>-1</sup>, soit une valeur proche de celle mentionnée par WONG *et al.* (1984) pour la Sta. P (1,4 ppm an<sup>-1</sup>) entre 1975 et 1981. Les observations à l'île d'Ascension (8°S, 14°W), soit à une station très proche de notre zone d'étude, indiquent une tendance séculaire de 1,2 ppm an<sup>-1</sup> de 1979 à 1982 (KOMHYR *et al.*, 1985). Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce ralentissement de l'augmentation annuelle de CO<sub>2</sub> atmosphérique que nous avons observé pour la période 1982-1984. La première tient à l'anomalie des conditions atmosphériques en 1984 dans l'Atlantique qui peut produire les mêmes effets que le phénomène El Niño-Oscillation Australe dans le Pacifique. Il a été constaté en effet à plusieurs reprises durant la phase initiale de ce phénomène (1972 et 1976) une dépression dans la tendance annuelle du CO<sub>2</sub> atmosphérique (BACASTOW, 1976; BACASTOW *et al.*, 1980; WONG *et al.*, 1984; CONWAY *et al.*, 1985a; KOMHYR *et al.*, 1985; TANAKA *et al.*, 1985). Les causes des anomalies de CO<sub>2</sub> atmosphérique consécutives au déclenchement du phénomène El Niño ne sont pas claires. Pour certains auteurs, le changement de température de la surface de la mer dans les zones équatoriales pourraient constituer une explication (NEWELL and WEARE, 1977; BACASTOW, 1979) : mais un réchauffement de la température de surface océanique peut aussi bien entraîner une augmentation de la libération de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (diminution de la solubilité et accroissement de P<sub>CO<sub>2</sub></sub>) qu'une diminution de CO<sub>2</sub> par suppression de la remontée en surface d'eaux froides sursaturées en CO<sub>2</sub> (GAMMON and KOMHYR, 1983). D'autres explications suggèrent une relation avec un changement dans l'intensité des alizés, qui affecterait la vitesse d'échange de CO<sub>2</sub> entre océan et atmosphère (BACASTOW, 1976) et l'activité de la biosphère marine à travers l'upwelling (BACASTOW *et al.*, 1980). Le relâchement de la force des alizés au-dessus de la ceinture équatoriale Atlantique au début de 1984 (Tableau 3) pourrait donc expliquer cette faible augmentation annuelle de CO<sub>2</sub> atmosphérique. D'autre part, il est établi que depuis le second choc pétrolier en 1979, l'émission de CO<sub>2</sub> d'origine fossile dans l'atmosphère a diminué (MARLAND and ROTTÿ, 1984) et KOMHYR *et al.* (1985) constatent que ce renversement de tendance de la production de CO<sub>2</sub> anthropogénique correspond à la baisse enregistrée entre 1980 et 1982 dans les taux de croissance moyen du CO<sub>2</sub> atmosphérique global (de 2,0 à 0,7 ppm an<sup>-1</sup>). L'augmentation annuelle du CO<sub>2</sub> atmosphérique que nous avons déterminée (0,6 ppm an<sup>-1</sup>) sur la période 1982-1984 au dessus de l'Atlantique tropical apparaît donc plausible car comparable au taux de 0,6 ppm an<sup>-1</sup> déterminé en 1982 par KOMHYR *et al.* (1985).

#### CONCLUSIONS

La distribution des pressions partielles de CO<sub>2</sub> à la surface de l'océan Atlantique tropical au cours de l'année 1984 diffère de celle décrite pour l'année précédente (OUDOT et ANDRIE, 1986). Cette différence s'explique par les conditions atmosphériques inhabi-

tuelles qui ont régné sur cette région océanique en 1984 et qui ont entraîné une circulation de surface anormale et des caractéristiques hydrologiques particulières, notamment au niveau de la salinité. Le champ de pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique apparaît être beaucoup plus le reflet du champ de salinité que de celui de la température. L'anomalie climatique de l'été boréal 1984 apporte la confirmation que l'upwelling équatorial (absent à  $4^\circ\text{W}$ ) ne saurait être la seule cause des fortes valeurs de  $P_{\text{CO}_2}$  en zone équatoriale. L'advection horizontale semble à plusieurs reprises être le principal mécanisme responsable de la distribution des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  à la surface de l'océan Atlantique tropical.

Dans certaines conditions, très localisées (au nord de l'équateur), il est cependant possible de relier les variations de  $P_{\text{CO}_2}$  à des variations de température.

Le long de l'équateur, il existe un déficit de carbone minéral total par rapport à l'azote minéral dans la couche de surface, entretenu par l'évasion de  $\text{CO}_2$  de l'océan vers l'atmosphère. Ce déficit s'accroît d'est en ouest au cours du trajet du Courant Equatorial de surface portant à l'ouest. Le flux d'évasion moyen ainsi déterminé est comparable au flux net de  $\text{CO}_2$  à travers la surface calculé par la méthode du gradient pour la même époque (janvier-février 1984).

Les résultats d'estimation du flux net de  $\text{CO}_2$  par la méthode du gradient diffèrent grandement selon le procédé suivi pour déterminer le coefficient de transfert gazeux à l'interface : ils varient dans un rapport proche de 5. Les évaluations du flux net de  $\text{CO}_2$  restant très approximatives, nous proposons donc une approche basée sur la relation empirique liant  $P_{\text{CO}_2}$  à la salinité pour estimer le flux net de  $\text{CO}_2$  avec une précision raisonnable en regard de la grande dispersion des résultats rapportés dans la littérature.

Le fort gradient méridien de concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique observé au cours de l'hiver boréal 1983 est confirmé l'année suivante. Il est lié à la traversée de la Zone Intertropicale de Convergence (Z.I.T.C.) qui sépare les masses d'air boréale et australe de concentrations très différentes en  $\text{CO}_2$ . Les conditions atmosphériques anormales sur le secteur Atlantique en 1984 semblent affecter la distribution du  $\text{CO}_2$  atmosphérique.

L'accroissement annuel moyen de  $\text{CO}_2$  atmosphérique noté pour la période 1982-1984 ( $0,6 \text{ ppm an}^{-1}$ ) est moindre que la tendance séculaire rapportée jusqu'à présent pour la période couvrant les deux décennies précédentes ( $1,2-1,5 \text{ pm an}^{-1}$ ). Il confirme cependant le taux relevé par KOMHYR *et al.* (1985) pour la période 1980-1982.

*Remerciements*—Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier de l'ORSTOM (Programme PIRAL) et du CNRS (PIREN/ATP "Cycle du Carbone"). Les auteurs remercient C. Henin, J. Grelet et F. Masia pour les mesures d'hydrologie (Programme FOCAL) et R. Gerard pour les mesures de sels nutritifs et d'oxygène, ainsi que les officiers et l'équipage du N.O. *Capricorne* pour leur coopération.

#### REFERENCES

- ANDREA M. O. (1985) The ocean as a source of atmospheric sulfur compounds. NATO Advanced Study Institute: The role of air-sea exchange in geochemical cycling. Bombannes, France, September 1985.
- ANDRIE C., C. OUDOT, C. GENTHON and L. MERLIVAT (1986)  $\text{CO}_2$  fluxes in the tropical Atlantic ocean during FOCAL cruises. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 11741-11755.
- BACASTOW R. B. (1976) Modulation of atmospheric carbone dioxide by the southern oscillation. *Nature*, **116**-118.
- BACASTOW R. B. (1979) Dip in the atmospheric  $\text{CO}_2$  level during the mid-1960's. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 3108-3114.

- BACASTOW R. B., J. A. ADAMS, C. D. KEELING, D. J. MOSS, T. P. WHORF and C. S. WONG (1980) Atmospheric carbon dioxide, the Southern Oscillation, and the weak 1975 El Niño. *Science*, **20**, 66-68.
- BACASTOW R. B., C. D. KEELING and T. P. WHORF (1985) Seasonal amplitude increase in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration at Mauna Loa, Hawaii, 1959-1982. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 10,529-10,540.
- BREWER P. G. (1978) Direct observation of the oceanic CO<sub>2</sub> increase. *Geophysical Research Letters*, **5**, 997-1000.
- BROECKER W. S. and T. H. PENG (1974) Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, **26**, 21-35.
- BROECKER W. S. and T. H. PENG (1982) *Tracers in the sea*, Eldigio Press, Palisades, New York, 690 pp.
- BROECKER H. C. and W. SIEMS (1984) The roles of bubbles for gas transfer from water to air at higher windspeeds. Experiments in the wind-wave facility in Hamburg. In: *Gas transfer at water surfaces*, W. BRUTSAERT and G. H. JIRKA, editors, Reidel, Dordrecht, Holland, pp. 229-236.
- BROECKER H. C., J. PETERMANN and W. SIEMS (1978) The influence of wind on CO<sub>2</sub> exchange in a wind-wave tunnel including the effects of monolayers. *Journal of Marine Research*, **36**, 595-610.
- CHEN C. T. and F. J. MILLERO (1979) Gradual increase of oceanic CO<sub>2</sub>. *Nature*, **277**, 205-206.
- CHEN C. T. and R. M. PYTKOWICZ (1979) On the total CO<sub>2</sub>-titration alkalinity-oxygen system in the Pacific Ocean. *Nature*, **281**, 363-365.
- CHÉAU J., J. P. CAMMAS, Y. GOURIOU et B. GUILLOT (1986) Remarques sur la migration de la zone intertropicale de convergence en Atlantique, les températures de surface du Golfe de Guinée, et la pluviométrie en Afrique de l'ouest sahélienne et au nord-est du Brésil. *Oceanologica Acta* (soumis).
- CONWAY T. J., L. S. WATERMAN, K. W. THONING and K. A. MASARIE (1985a) Recent results from the NOAA/GMCC CO<sub>2</sub> flask sampling network. In: *Atmospheric carbon dioxide: Its sources, sinks, and global transport*, Kandersteg Symposium, Switzerland, 2-6 September 1985, pp. 2-9.
- CONWAY T. J., L. S. WATERMAN, R. H. GAMMON and R. F. WEISS (1985b) Measurements of atmospheric CO<sub>2</sub> from the Akademik Korolev Cruise, October-November, 1983. *EOS*, **66**, 829.
- GAMMON R. H. and W. D. KOMHYR (1983) Response of the atmospheric CO<sub>2</sub> distribution to atmospheric/oceanic circulation perturbation in 1982. IUGG Interdisciplinary Symposium Program and Abstracts, Vol. 2, p. 828, International Union of Geod. and Geophysics, Hamburg, W. Germany.
- GAMMON R. H., P. BREWER, J. MCCARTHY, L. MERLIVAT, R. REVELLE and C. S. WONG (1986) Global Ocean Carbon Research Program. 7th Session C.C.C.O., Paris, 14-21 January, 1986.
- GENDRON J. F., R. A. FEELY, R. H. GAMMON, B. A. TAFT, P. E. PULLEN, L. S. WATERMAN and T. C. CONWAY (1985) Distributions of chemical tracers in the eastern equatorial Pacific during and after the El Niño-Southern Oscillation event. *EOS*, **66**, 828.
- HASTENRATH S. and P. LAMB (1977) *Climatic atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific oceans*. University of Wisconsin Press, Madison, U.S.A., 113 pp.
- HENIN C., P. HISARD et B. PITON (1986) Observations hydrologiques dans l'océan Atlantique équatorial (juillet 1982-août 1984). FOCAL, Vol. 1. Travaux Doc. ORSTOM No. 196, Paris 1986.
- HERBLAND A. and B. VOITURIEZ (1979) Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, **37**, 87-101.
- HISARD P., C. HENIN, R. HOUGHTON, B. PITON and P. RUAL (1986) Oceanographic conditions in the tropical Atlantic Ocean during 1983 and 1984. *Nature*, **322**, 243-245.
- HOREL J. D., V. E. KOUSTY and M. T. KAGANO (1986) Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983-1984. *Nature*, **322**, 248-251.
- JAHNE B., W. HUBER, A. DUTZI, T. WAIS and J. ILMBERGER (1984) Wind/wave-tunnel experiment on the Schmidt number and wave field dependence of air/water exchange. In: *Gas transfer at water surfaces*, W. BRUTSAERT and G. H. JIRKA, editors, Reidel, Dordrecht, Holland, pp. 303-309.
- KANWISHER J. (1963) On the exchange of gases between the atmosphere and the sea. *Deep-Sea Research*, **10**, 195-208.
- KEELING C. D. (1968) Carbon dioxide in surface ocean waters. 4. Global distribution. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 4543-4553.
- KEELING C. D. (1983) The global carbon cycle: what we know and could know from atmospheric, biospheric, and oceanic observations, Proceedings: Carbon Cycle Research Conference: Carbon Dioxide Science and Consensus, pp. II-3-II-62, Nat. Tech. Inform. Serv., Springfield, VA.
- KEELING C. D., R. B. BACASTOW, A. E. BAINBRIDGE, C. A. EKDAHL, P. R. GUENTHER and L. S. WATERMAN (1976a) Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, **28**, 438-551.
- KEELING C. D., J. A. ADAMS, C. A. EKDAHL and P. R. GUENTHER (1976b) Atmospheric carbon dioxide variations at the South Pole. *Tellus*, **28**, 552-564.
- KEELING C. D., A. F. CARTER and W. G. MOOK (1984) Seasonal, latitudinal, and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric CO<sub>2</sub>. Results from oceanographic cruises in the tropical Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4615-4628.
- KEELING C. D., T. P. WHORF, C. S. WONG and R. D. BELLAGAY (1985) The concentration of atmospheric carbon dioxide at Ocean Weather Station P from 1969 to 1981. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 10,511-10,528.

- KOMHYR W. D., R. H. GAMMON, T. B. HARRIS and L. S. WATERMAN (1985) Global atmospheric CO<sub>2</sub> distribution and variations from 1968–1982 NOAA/GMCC CO<sub>2</sub> flask sample data. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5567–5596.
- MACINTYRE F. (1978) On the temperature coefficient of  $p_{\text{CO}_2}$  in seawater. *Climatic Change*, **1**, 349–345.
- MARLAND G. and R. M. ROTT (1984) Carbon dioxide emission from fossil fuels : a procedure for estimation and results for 1950–1982. *Tellus*, **36**, 232–261.
- MERLE J. (1978) Atlas Hydrologique Saisonnier de l'Océan Atlantique Intertropical. Travaux Doc. ORSTOM, No. 82, 182 pp, 153 cartes.
- MÉRLIVAT L. and L. MEMERY (1983) Gas exchange across an air–water interface : experimental results and modelling of bubble contribution to transfer. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 707–724.
- MINAS H. J. (1970) La distribution de l'oxygène en relation avec la production primaire en Méditerranée Nord-Occidentale. *Marine Biology*, **7**, 181–204.
- MINAS H. J. et B. COSTE (1964) Etude de la structure hydrologique et de quelques aspects de la productivité de la zone euphotique en fin d'été au niveau d'une station fixe (Bouée-Laboratoire du COMEXO) en rade de Villefranche-sur-Mer. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume-Marseille Fascicule Hors Serie Supplement*, **34**, 133–155.
- MOOK W. G., M. KOOPMANS, A. F. CARTER and C. D. KEELING (1983) Seasonal, latitudinal, and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide. 1. Results from land stations. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 10,915–10,933.
- NEWELL R. E. and B. C. WEARE (1977) A relationship between atmospheric carbon dioxide and Pacific sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, **4**, 1–2.
- LOUDOT C. (1984) Echange physique d'oxygène et production primaire dans la couche homogène en zone équatoriale de l'Océan Atlantique Est. *Océanogr. Trop.*, **19**, 95–109.
- LOUDOT C. (1986) Distributions verticales des propriétés physico-chimiques et de la biomasse végétale dans l'océan Atlantique tropical. FOCAL, Vol. 2. *Travaux Doc. ORSTOM* (sous presse).
- LOUDOT C. et B. WAUTHY (1978) Adaptation d'un chromatographe en phase gazeuse pour le dosage en mer des gaz dissous : azote, oxygène et gaz carbonique total. *Cahiers ORSTOM, Sér. Océanographie*, **16**, 89–102.
- LOUDOT C. et C. ANDRIE (1986) Variabilité des pressions partielles de CO<sub>2</sub> océanique et atmosphérique dans l'Atlantique tropical. *Oceanologica Acta*, **9**, 169–177.
- PEARMAN G. I. and D. J. BEARDSMORE (1984) Atmospheric carbon dioxide measurements in the Australian region : ten years of aircraft data. *Tellus*, **36**, 1–24.
- PENG T. H., T. TAKAHASHI and W. S. BROECKER (1974) Surface radon measurements in the North Pacific Ocean Station Papa. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 1772–1780.
- PENG T. H., W. S. BROECKER, G. G. MATHIEU and Y. H. LI (1979) Radon evasion rates in the Atlantic and Pacific oceans as determined during GEOSECS Program. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2471–2486.
- PHILANDER S. G. H. (1986) Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984. *Nature*, **322**, 236–238.
- PYTKOWICZ R. M. (1964) Oxygen exchange rates off the Oregon Coast. *Deep-Sea Research*, **11**, 381–389.
- REDFIELD A. C. (1948) The exchange of oxygen across the sea surface. *Journal of Marine Research*, **7**, 347–361.
- REID J. L. (1962) Distribution of dissolved oxygen in the summer thermocline. *Journal of Marine Research*, **20**, 138–148.
- ROETHER W. and B. KROMER (1978) Field determination of air–sea gas exchange by continuous measurement of radon-222. *Pure and Applied Geophysics*, **116**, 476–485.
- ROOS M. and G. GRAVENHORST (1984) The increase in oceanic carbon dioxide and the net CO<sub>2</sub> flux into the north Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 8181–8193.
- SHILLER A. M. (1981) Calculating the oceanic CO<sub>2</sub> increase : a need for caution. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 11,083–11,088.
- SKIRROW G. (1975) The dissolved gases—carbon dioxide. In: *Chemical oceanography*, Vol. 2, J. P. RILEY and G. SKIRROW, editors, Academic Press, London, pp. 1–192.
- SMETHIE W. M. JR, T. TAKAHASHI, D. W. CHIPMAN and J. R. LEDWELL (1985) Gas exchange and CO<sub>2</sub> flux in the tropical Atlantic ocean determined from <sup>222</sup>Rn and  $p_{\text{CO}_2}$  measurements. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 7005–7022.
- TAKAHASHI T. (1985) Carbon dioxide Information Center : CO<sub>2</sub> Newsletter, U.S. Department of Energy.
- TAKAHASHI T., D. CHIPMAN and T. VOLK (1983) Geographical, seasonal, and secular variations of the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters of the North Atlantic ocean : the results of the North Atlantic TCO Program. Proceedings of Carbon dioxide Research Conference, September 19–23 1982, Berkeley Springs, W.V., report, CONF-820970, U.S. Department of Energy, Washington, D.C.
- TANAKA M., T. NAKAZAWA and S. AOKI (1985) Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres. In: *Atmospheric carbon dioxide : Its sinks, and global transport*, Kandersteg Symposium, Switzerland, 2–6 September 1985, pp. 54–61.

- TOURRE Y., P. CHAVY et V. CARDONE (1986) Vents de surface moyens pendant les campagnes "FOCAL". Analyses cinématiques. Travaux Doc. ORSTOM (sous presse).
- TSUNOGAI S. and N. TANAKA (1980) Flux of oxygen across the air-sea interface as determined by the analysis of dissolved components in seawater. *Geochemical Journal*, **14**, 227-234.
- WANNINKHOF R., J. R. LEDWELL and W. S. BROECKER (1985) Gas exchange-wind speed relation measured with sulfur hexafluoride on a lake. *Science*, **227**, 1224-1226.
- WEISS R. F. and H. CRAIG (1973) Precise shipboard determination of dissolved nitrogen, argon and total inorganic carbon by gas chromatography. *Deep-Sea Research*, **20**, 291-303.
- WEISS R. F., R. A. JAHNKE and C. D. KEELING (1982) Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO<sub>2</sub> in seawater. *Nature*, **300**, 511-513.
- WONG C. S., Y. H. CHAN, J. S. PAGE and R. D. BELLEGAY (1984) Trends of atmospheric CO<sub>2</sub> over Canadian WMO background stations at Ocean Weather Station P, Sable Island, and Alert. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 9527-9539.