

L'OCEAN TROPICAL : PUIITS OU SOURCE DE CO<sub>2</sub> POUR L'ATMOSPHERE ?

Claude OUDOT

CENTRE ORSTOM  
B.P. 1385  
DAKAR Sénégal

RESUME

Le flux net de CO<sub>2</sub> à l'interface air/mer en zone tropicale de l'océan Atlantique est présenté suivant la saison pour préciser le rôle "source" ou "puits" de CO<sub>2</sub> de l'océan pour l'atmosphère. Une hypothèse est proposée pour expliquer le mécanisme responsable de l'évasion de CO<sub>2</sub> dans la ceinture équatoriale.

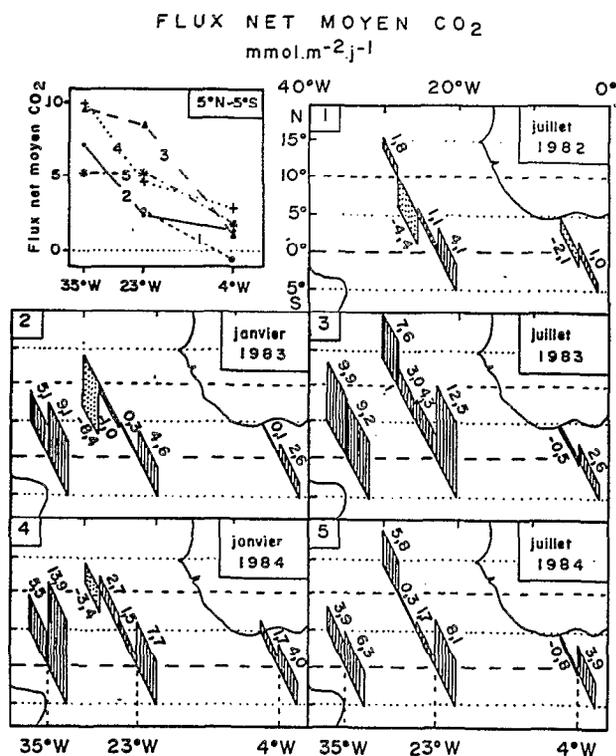
INTRODUCTION

Du fait de ses activités industrielles, l'homme a rompu l'équilibre naturel du cycle du gaz carbonique et depuis plus d'un siècle la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique ne cesse d'augmenter. La conséquence attendue de cette augmentation est un renforcement de l'effet de serre de l'atmosphère qui peut induire une modification du climat de la planète. De nombreux modèles numériques quantitatifs prédisent même l'élévation moyenne de température à la surface du globe résultant du doublement de la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique, échéance attendue pour le milieu du siècle prochain : de l'ordre de 1,5 à 4,5°C (1). L'amplitude des variations de gaz carbonique dans l'atmosphère que nous vivons actuellement est comparable à celles qui ont pu se produire par le passé, comme en témoignent les dernières recherches en paléoclimatologie qui nous apportent en outre des preuves sur les relations enregistrées entre le climat et la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique. L'analyse de l'air piégé dans les carottes de glace et la composition isotopique du carbone des foraminifères des sédiments marins permettent de reconstituer l'enregistrement exact des fluctuations non anthropogéniques de CO<sub>2</sub> atmosphérique : ainsi au dernier maximum glaciaire (il y a 18.000 ans), la concentration de CO<sub>2</sub> était inférieure à 200 ppm, c'est à dire la moitié environ de ce qu'elle est aujourd'hui (2). Selon certains auteurs, les variations d'abondance de CO<sub>2</sub> atmosphérique dans le passé pourraient être une réponse aux changements de la productivité biologique marine et/ou de la circulation océanique (3-4). Mais ce dont est sûr, c'est que l'augmentation observée de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (1,2 ppm/an) est moindre que l'apport par les combustibles fossiles (2,3 ppm/an), et que la différence a été absorbée pour une large part par les océans. Cette absorption, qui situe le rôle des océans comme facteur de régulation du CO<sub>2</sub> atmosphérique, aurait eu lieu, selon les géochimistes, dans les zones des hautes latitudes où le refroidissement des eaux de surface accroît la dissolution du CO<sub>2</sub> atmosphérique et leur plongée ultérieure entraîne dans l'océan profond le CO<sub>2</sub> absorbé. Toutes les zones de l'océan mondial ne présentent pas la même capacité d'absorption vis à vis du CO<sub>2</sub> atmosphérique, certaines jouant même au contraire un rôle de source pour l'atmosphère. Pour modéliser et prévoir le cycle futur du carbone à l'échelle du globe, il importe donc de prendre en compte le plus grand nombre possible des zones océaniques. Les zones tropicales, qui représentent à elles seules 40 % de la superficie de l'océan mondial, nécessitent donc une attention particulière. C'est pourquoi l'ORSTOM a mis à profit les campagnes océanographiques saisonnières FOCAL (1982-1984) pour dresser

les variations spatiales et saisonnières du flux de  $\text{CO}_2$  à l'interface air/mer en zone tropicale Atlantique et délimiter les zones "source" et les zones "puits" de  $\text{CO}_2$  pour l'atmosphère (Programme PIRAL = PIREN dans l'Atlantique Tropical).

#### FLUX NET DE $\text{CO}_2$ A L'INTERFACE AIR-MER

Le flux net de  $\text{CO}_2$  à travers la surface de l'océan se calcule aisément à partir du gradient de  $\text{CO}_2$  établi entre la surface de la mer et l'air surnageant. Pour cela, il faut connaître également le coefficient de transfert gazeux à l'interface air/mer, qui représente en quelque sorte la vitesse d'échange des gaz à la surface d'un liquide. Différentes approches existent pour déterminer ce coefficient : en laboratoire ou *in situ*. Nous avons utilisé les résultats des expériences en soufflerie (5) qui permettent de relier le coefficient de transfert à la vitesse du vent. Le gradient de  $\text{CO}_2$  est évalué par la différence des mesures des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  dans l'eau de mer de surface et dans l'air : le signe de cette différence fixe le sens des échanges de  $\text{CO}_2$ . La figure 1 montre la distribution du flux net de  $\text{CO}_2$  moyenné sur la largeur de  $5^\circ$  de latitude le long des trois méridiens  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$ , de juillet 1982 à juillet 1984. Le flux de  $\text{CO}_2$  s'échappant de l'océan dans l'atmosphère est compté positivement (hachures verticales) et celui rentrant dans la mer négativement (pointillés). En haut et à gauche de la figure 1, est représentée la variation zonale du flux net moyen dans la ceinture équatoriale ( $5^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{S}$ ) pour chaque campagne (repérée de 1 à 5). Plusieurs enseignements découlent de ces résultats :



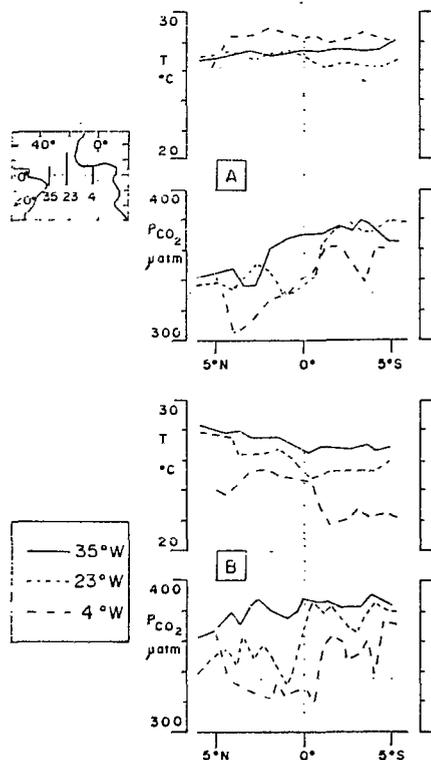
**Fig.1.** Flux net de  $\text{CO}_2$  moyenné sur une largeur de  $5^\circ$  de latitude le long des trois rails méridiens  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$  au cours des campagnes océanographiques FOCAL (juillet 1982 à juillet 1984). Le flux s'échappant de l'océan est compté positivement (hachures verticales) et le flux rentrant dans l'océan négativement (pointillés). En haut à gauche, variation zonale du flux net de  $\text{CO}_2$  moyenné entre  $5^\circ\text{N}$  et  $5^\circ\text{S}$  au cours des 5 campagnes repérées de 1 à 5. Les flux de  $\text{CO}_2$  sont exprimés en mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>.

- d'un bout à l'autre de la ceinture équatoriale ( $5^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{S}$ ) de  $4^\circ\text{W}$  à  $35^\circ\text{W}$ , le flux net de  $\text{CO}_2$  est le plus souvent positif ; cette zone océanique est donc une source de  $\text{CO}_2$  pour l'atmosphère. Il n'y a qu'en juillet, au nord de l'équateur dans le Golfe de Guinée

(4°W), que la zone équatoriale puisse être considérée comme un puits ; mais le bilan sur la largeur de la ceinture équatoriale reste positif, sauf en 1982 toutefois

- le flux de CO<sub>2</sub> croît généralement de façon monotone d'est en ouest, en hiver aussi bien qu'en été. Moyenné sur la période d'observation (juillet 1982 à juillet 1984), le flux net de CO<sub>2</sub> est 3 fois plus élevé à 35°W qu'à 4°W dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S
- dans la ceinture équatoriale, le flux de CO<sub>2</sub> est plus élevé au sud qu'au nord de l'équateur d'un bout à l'autre de l'Atlantique, en hiver aussi bien qu'en été (sauf en juillet 1983 toutefois)
- au nord de 10°N, le flux de CO<sub>2</sub> s'inverse suivant la saison : de sortant en été, il devient rentrant dans l'océan en hiver
- les seules zones tropicales où l'océan puisse être régulièrement considéré comme un puits pour le CO<sub>2</sub> atmosphérique sont :
  - . la zone au nord de 10°N dans l'Atlantique central (23°W) en hiver boréal (saison froide)
  - . la zone au nord de l'équateur dans le Golfe de Guinée (4°W) en été boréal (saison froide).

Le flux net moyen annuel de CO<sub>2</sub> dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S déduit de nos observations est égal à 1,7 mol.m.<sup>-2</sup>. an<sup>-1</sup>. Les mesures des scientifiques américains du programme TTO (6) pendant la même période (janvier 1983) et dans une zone un peu plus large (10°N-10°S) conduisent à un résultat voisin (1,3 mol.m.<sup>-2</sup>. an<sup>-1</sup>). En extrapolant le flux net moyen de CO<sub>2</sub> mesuré entre 4°W et 35°W à toute la longueur de la ceinture équatoriale Atlantique, celle-ci libérerait 0,14 gigatonnes de carbone par an dans l'atmosphère. Durant ces dernières années, l'émission annuelle de CO<sub>2</sub> provenant de l'activité industrielle était de 5 gigatonnes de carbone : la zone équatoriale Atlantique, qui ne représente pourtant que 1/5 de la zone équatoriale océanique totale, fournirait donc une quantité de CO<sub>2</sub> équivalente à près de 3 % de la source anthropogénique de CO<sub>2</sub> pour



**Fig.2.** Distributions méridiennes de la pression partielle de CO<sub>2</sub> et de la température à la surface de la mer et de la long des radiales 4°W, 23°W et 35°W (voir à gauche l'emplacement des radiales et la signification des courbes) en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Les lignes horizontales en pointillés représentent le niveau moyen de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'air (332 µatm en janvier et 335 µatm en juillet).

l'atmosphère, ce qui est loin d'être négligeable. Il ne faut pas oublier que sur les 7 à 8 gigatonnes de carbone, flux net annuel de CO<sub>2</sub> rentrant ou sortant des différentes régions de l'océan, seulement le tiers de cette quantité représente le CO<sub>2</sub> dérivé des combustibles fossiles ou de la déforestation ; le reste a une origine "naturelle" ou "non-anthropogénique" à travers les processus biologiques et physiques au sein de l'océan.

## INTERPRETATION

La variabilité du flux de  $\text{CO}_2$  est conditionnée principalement par deux facteurs : le vent et la pression partielle de  $\text{CO}_2$  exercée par l'eau de mer de surface (la variabilité de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'air est négligeable devant celle de l'eau de mer). La variabilité de ces deux facteurs doit donc permettre d'expliquer la distribution des flux de  $\text{CO}_2$  telle qu'elle a été vue précédemment.

C'est un fait bien connu qu'en zone équatoriale Atlantique la force des alizés s'intensifie dans la partie ouest, la région du Golfe de Guinée

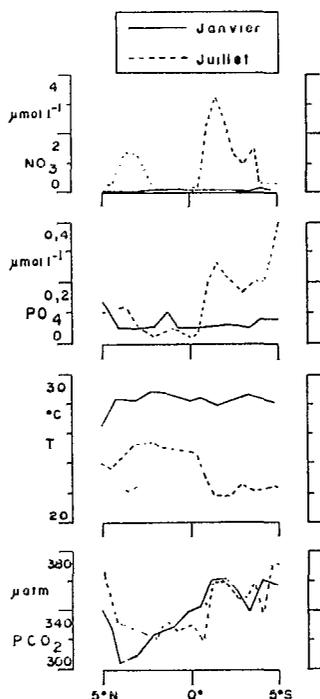


Fig.3. Distributions méridiennes le long de la radiale transéquatoriale 4°W de la pression partielle de  $\text{CO}_2$ , de la température et des concentrations de phosphate et de nitrate à la surface de la mer, en janvier (traits pleins) et en juillet (tirets) 1983.

étant généralement soumise à un régime de vents faibles. Il est donc naturel d'assister à un accroissement des flux de  $\text{CO}_2$  lorsqu'on se déplace d'est en ouest.

Pendant longtemps, par référence à la carte de distribution globale de  $\text{CO}_2$  de Keeling (7), il était admis que la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'eau de surface était plus élevée dans la partie orientale des zones équatoriales à cause de l'upwelling équatorial plus actif sur la bordure orientale et qui apporte à la surface de l'océan des eaux sursaturées en  $\text{CO}_2$ . Nous pouvons affirmer aujourd'hui que cette carte est imparfaite et que les plus fortes pressions partielles de  $\text{CO}_2$  sont relevées à 35°W et non pas à 4°W (Figure 2). D'autre part l'upwelling équatorial ne saurait suffire à rendre compte de l'augmentation des pressions partielles en zone équatoriale pour plusieurs raisons :

- dans le Golfe de Guinée, l'établissement de l'upwelling équatorial marqué par un très fort refroidissement superficiel et enrichissement en sels nutritifs ne s'accompagne d'aucune élévation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  (Figure 3)
- au contraire, les plus fortes pressions partielles de  $\text{CO}_2$  sont observées dans l'ouest là où il n'y a jamais d'upwelling
- l'augmentation des pressions partielles de 4°W à 35°W est concomitante

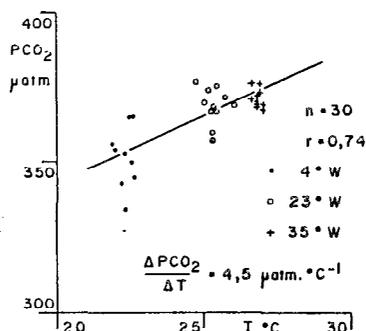


Fig.4. Variation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique en fonction de la température à la surface de la mer entre 0° et 5°S le long de trois radiales 4°W, 23°W et 35°W en juillet 1983.

de l'élévation de température (Figure 2).

Partant de cette dernière constatation, et après avoir vérifié qu'il y a une corrélation positive significative (Figure 4) entre la pression partielle de  $\text{CO}_2$  et la température à la surface de l'océan en zone équatoriale,

nous avons formulé l'hypothèse selon laquelle c'est le réchauffement de l'eau superficielle entraînée vers l'ouest par le Courant Equatorial Sud qui serait la cause de l'augmentation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans cette zone océanique (8). Cette hypothèse, qui semble de plus en plus recueillir l'assentiment des spécialistes en matière de CO<sub>2</sub> océanique, remet en cause le comportement de l'océan tropical vis à vis du CO<sub>2</sub> atmosphérique.

#### CONCLUSION

La ceinture équatoriale Atlantique doit donc être considérée dans son ensemble toute l'année comme une "source de CO<sub>2</sub>" pour l'atmosphère. Cependant, le mécanisme qui entretient ce processus n'est pas celui que l'on admettait jusqu'à présent et les dernières observations de CO<sub>2</sub> océanique tendraient à prouver la prééminence de l'advection zonale sur les mouvements verticaux dans les processus dynamiques équatoriaux.

Lorsqu'on s'éloigne de l'équateur, l'océan devient, au rythme des saisons, alternativement un "puits" (en hiver) ou une "source" (en été) de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère.

#### REFERENCES

1. R.M. Owen et D.K. Rea, Science 227, 166 (1985).
2. J.C. Duplessy, Colloque CO<sub>2</sub> Sophia Antipolis, (1984).
3. J.L. Sarmiento et J.R. Toggweiler, Nature 308, 621 (1984).
4. U. Siegenthaler et Th. Wenk, Nature 308, 624 (1984).
5. H.C. Broecker, J. Peterman et W. Siems, J. Mar. Res. 36, 595 (1978).
6. W.M. Smethie Jr, T. Takahashi et D.W. Chipman, J. Geophys. Res. 90(C4), 7005 (1985).
7. C.D. Keeling, J. Geophys. Res. 73, 4543 (1968).
8. C. Oudot et C. Andrié, Oceanol. Acta, Soumis (1985).