

ANOMALIES DE SATURATION D'ARGON DANS L'ATLANTIQUE EQUATORIAL — COMPARAISON AVEC L'AZOTE MOLECULAIRE

CLAUDE OUDOT et YVES MONTEL

Centre ORSTOM, B.P. 1386, Dakar (Sénégal)

(Reçu janvier 10, 1986; accepté en forme révisé novembre 14, 1986)

ABSTRACT

Oudot, C. and Montel, Y., 1987. Argon saturation anomalies in the equatorial Atlantic — comparison with molecular nitrogen. *Mar. Chem.*, 21: 1-14.

The distribution of dissolved argon concentrations, in the equatorial area of the central Atlantic, obtained by a new analytical procedure, is shown for the warm season (February) and the cold season (July). The influence of water mass circulation and seasonal cooling on this distribution is underlined.

The measured argon concentrations always exceed the argon solubility. At the equator the maximum supersaturations of argon are located in the mixed layer above the thermocline. At a depth of 500 m the argon saturation anomaly is near zero. The argon saturation anomalies are generally higher than the nitrogen ones: the extreme anomalies are interpreted as the result of thermal effects rather than of air injection through the complete or partial dissolution of air bubbles. Horizontal advection at the sea surface as well as in the subsurface seems to be the major cause of anomalies of the argon distribution at the equator.

RÉSUMÉ

Oudot, C. et Montel, Y., 1987. Anomalies de saturation d'argon dans l'Atlantique équatorial — comparaison avec l'azote moléculaire. *Mar. Chem.*, 21: 1-14.

La distribution des concentrations d'argon dissous dans l'Atlantique équatorial obtenues grâce à un procédé analytique original est présentée pour la saison chaude (février) et la saison froide (juillet) et analysée à la lumière du champ thermohalin.

La concentration d'argon dissous, à l'image de celle de l'azote moléculaire est pratiquement toujours en excès sur la solubilité et les sursaturations maximales sont toujours relevées au dessus de la thermocline. La comparaison des anomalies de saturation d'argon avec celles d'azote conduisent à retenir les effets thermiques (réchauffement sans retour complet à l'équilibre gazeux) plutôt que l'injection de bulles d'air comme responsable des valeurs extrêmes de sursaturation. Le rôle de l'advection zonale sur la distribution verticale de l'argon et l'apparition des fortes anomalies de saturation est souligné.

INTRODUCTION

L'argon, gaz noble majeur dans l'atmosphère (0,934% dans l'air sec, Glueckauf, 1951), est le plus abondant gaz permanent dissous dans l'eau de mer. Les premières mesures dans l'eau de mer de ce gaz, par définition conservatif, ont été réalisées pour étudier le caractère conservatif de l'azote moléculaire dans l'eau de mer (Benson et Parker, 1961; Richards et Benson, 1961).

Comme tous les gaz conservatifs dissous, son principal intérêt réside dans les écarts à la saturation rencontrés dans certaines masses d'eau ou à la frontière de certains systèmes hydrologiques. Lorsque la sursaturation des gaz conservatifs est prononcée et qu'elle peut être reliée à d'autres caractéristiques des masses d'eau, ceux-ci deviennent très utiles comme traceurs de masses d'eau pour retrouver l'histoire antérieure de ces dernières, parfois jusqu'à leur origine (Bieri, 1974).

Pour des études visant à faire la part des processus physiques et des processus biologiques qui déterminent la concentration in situ de l'oxygène dissous, l'argon est a priori un meilleur outil que l'azote moléculaire, car les propriétés physiques de l'oxygène sont plus proches de celles de l'argon que de celles de l'azote, en particulier sa solubilité (Broecker, 1974). Les processus physiques susceptibles d'entraîner les gaz dissous à se départir de l'équilibre avec l'atmosphère (injection de bulles d'air — variation de température après équilibrage gazeux — mélange de masses d'eau à des températures différentes) ont des effets très voisins sur l'oxygène et l'argon, plus éloignés sur l'oxygène et l'azote (Kester, 1975).

Cette proximité des propriétés physiques de l'argon et de l'oxygène constitue par contre un handicap pour l'argon, au niveau de son analyse. La difficulté à séparer l'argon de l'oxygène en chromatographie en phase gazeuse est bien connue et a imposé soit d'avoir recours à de longues colonnes de séparation, soit d'opérer à basse température, ce qui allonge considérablement le temps d'analyse (Craig et al., 1967). Certains auteurs (Swinnerton et al., 1964; Weiss et Craig, 1973) ont proposé de tourner la difficulté en convertissant catalytiquement l'oxygène en vapeur d'eau. Cette méthode nécessite l'emploi de l'hydrogène comme gaz vecteur, gaz plus délicat à manipuler que l'hélium surtout à bord d'un navire.

Le procédé que nous avons choisi pour résoudre le problème de la séparation de O_2 et Ar sans allongement du temps d'analyse et en gardant l'hélium comme gaz vecteur, consiste en l'élimination de l'oxygène dissous de l'échantillon avant l'analyse chromatographique des gaz dissous. L'article rapporte ci-après les résultats des mesures d'argon avec ce procédé, sur des échantillons collectés durant deux campagnes saisonnières (février et juillet) du programme FOCA (Merle, 1982) en zone équatoriale Atlantique.

METHODOLOGIE

L'argon est dosé simultanément à l'azote moléculaire avec le système chromatographie en phase gazeuse en service au laboratoire depuis plusieurs années (Oudot et Wauthy, 1978). Pour accroître la sensibilité du dosage, compte tenu des faibles quantités d'argon présent dans l'eau de mer par rapport à l'oxygène et à l'azote, la mesure des éléments gazeux à la sortie de la colonne de séparation de Ar et N_2 est effectuée avec un détecteur ultrasonique à dérivé de phase TRACOR Modèle U 90 (50 fois plus sensible que le traditionnel catharomètre), suivant ainsi l'amélioration adoptée de son côté par Weiss (1981).

Avant l'introduction de l'échantillon d'eau de mer dans le circuit d'analyse, celui-ci est préalablement débarrassé de son oxygène dissous par l'addition de 1 ml d'une solution de sulfite de sodium à 30 g Na_2SO_3 par litre (pour un volume d'échantillon de 125 ml). L'échantillon est laissé à reposer pendant au moins 2 h pour permettre la réduction totale de l'oxygène dissous par le sulfite. La disparition complète de l'oxygène dissous, initialement présent dans l'échantillon, a été vérifiée lors des essais méthodologiques au laboratoire par un dosage classique d'oxygène selon la méthode de Winkler. Pour éviter toute contamination par l'air ambiant pendant la phase de réduction, le flacon d'échantillon est immergé sous l'eau jusqu'à l'analyse.

L'étalonnage de la réponse du détecteur ultrasonique (DUS) pour les divers éléments gazeux est effectué comme avec le catharomètre en utilisant le mélange étalon gazeux fourni par l'Air Liquide (Oudot et Wauthy, 1978). Comme ce mélange ne renfermait pas d'argon et qu'il s'est avéré impossible d'étalonner la réponse du DUS avec de l'argon pur (saturation du signal de sortie du DUS), nous avons utilisé la propriété du DUS suivant laquelle la réponse de ce dernier pour n'importe quel constituant gazeux est proportionnel au poids moléculaire de ce constituant. Ainsi le facteur d'étalonnage pour Ar étant proportionnel à celui pour O_2 :

$$k_{\text{Ar}}/k_{\text{O}_2} = \frac{32,00}{39,95} \quad (1)$$

le facteur d'étalonnage pour Ar est évalué à partir de celui déterminé pour O_2 :

$$k_{\text{Ar}} = 0,801 k_{\text{O}_2} \quad (2)$$

La validité de cette méthode d'évaluation du facteur d'étalonnage de l'argon a pu être vérifiée lors d'essais au laboratoire sur des échantillons d'eau de mer saturés avec l'air ambiant. Une confirmation est apportée à *posteriori* par les résultats de mesures d'argon en profondeur trouvés très proches des valeurs dictées par la saturation (voir plus loin et Figs. 4, 5 et 6).

La précision des mesures, basée sur les analyses d'échantillons identiques au laboratoire, est estimée à $\pm 1,0\%$ (σ). Mais il n'est pas rare qu'à bord certaines analyses aient été contaminées par de l'air ou faussées par des erreurs de dégazage et que des résultats apparaissent aberrants au point de devoir être éliminés.

DISTRIBUTION VERTICALE DE L'ARGON LE LONG DE L'EQUATEUR.

La distribution verticale le long de l'équateur des concentrations d'argon dissous dans l'eau de mer entre 0 et 500 m mesurées en février et en juillet 1984 est présentée en Fig. 1, parallèlement à celle de la température.

On s'attend à ce que la distribution de l'argon, gaz permanent, soit, à l'image de celle de l'azote, le reflet parfait de celle de la température (Oudot, 1982). On s'aperçoit en fait que l'augmentation de la concentration d'argon, parallèlement à la diminution de température quand on s'enfonce dans la colonne d'eau,

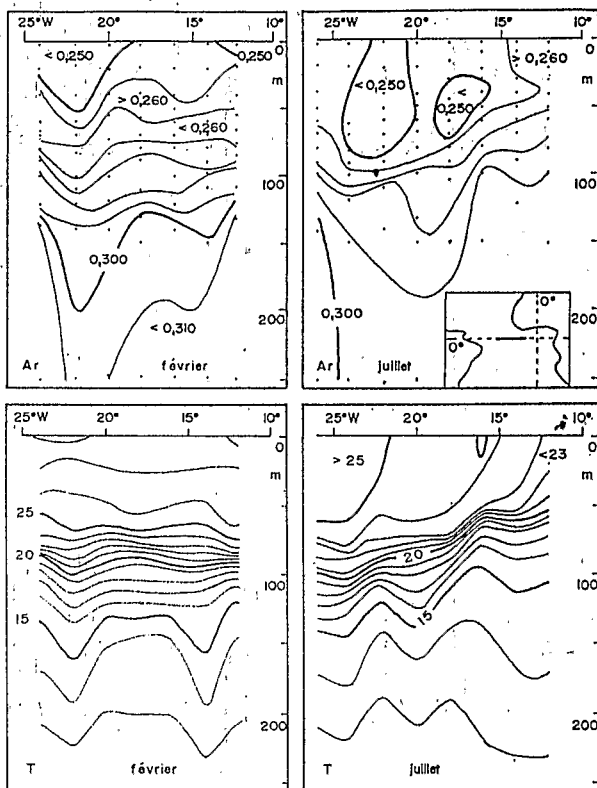


Fig. 1. Distributions verticales de l'argon (ml l^{-1}) et de la température ($^{\circ}\text{C}$) le long de l'équateur en février (FOCAL 6) et en juillet (FOCAL 8) 1984.

Fig. 1. Vertical distributions of argon (ml l^{-1}) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) along the equator in February (FOCAL 6) and in July (FOCAL 8) 1984.

n'est pas toujours monotone et que, en particulier en février, la distribution verticale présente un maximum continu d'argon supérieur à $0,260 \text{ ml l}^{-1}$ juste au dessus de la thermocline, au voisinage de 50 m de profondeur. En juillet, un tel maximum continu d'est en ouest n'apparaît plus. A cette époque de l'année, saison froide pour cette région océanique, le trait dominant est la remontée des isoplèthes d'argon (isolignes $0,260$ à $0,280 \text{ ml l}^{-1}$) d'ouest en est, parallèlement à la remontée des isothermes de la thermocline dans la partie centrale de la zone équatoriale (Merle, 1980). Comme conséquence de cette remontée de la thermocline à l'est, il faut noter l'augmentation de la concentration d'argon ($\text{Ar} > 0,260 \text{ ml l}^{-1}$) à la surface de l'océan qui s'est considérablement refroidie ($T < 23^{\circ}\text{C}$).

Lorsqu'on compare maintenant la distribution verticale d'argon (Fig. 1) avec celle de salinité (Fig. 2), on s'aperçoit que le maximum subsurface d'argon relevé en février se situe juste au dessus du maximum de salinité et que ce dernier coïncide en fait exactement avec le minimum d'argon

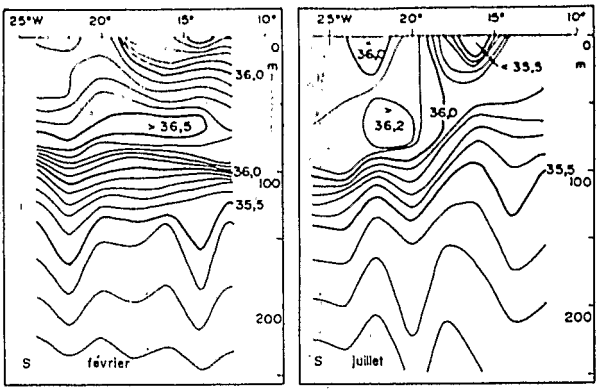


Fig. 2. Distributions verticales de la salinité le long de l'équateur en février (FOCAL 6) et en juillet (FOCAL 8) 1984.

Fig. 2. Vertical distributions of salinity along the equator in February (FOCAL 6) and in July (FOCAL 8) 1984.

(Ar < 0,260 ml l⁻¹) sous-jacent au maximum vertical d'argon défini précédemment. Il est bien connu que le maximum de salinité en zone équatoriale sert de repère au noyau de vitesse du Sous Courant Equatorial (SCE) s'écoulant à l'est le long de l'équateur: la Fig. 3 en fournit une illustration. Le maximum de salinité lié au noyau de vitesse du SCE est beaucoup plus prononcé et continu (Fig. 2) en février (saison chaude pour la zone équatoriale Atlantique) qu'en juillet (saison froide), lorsque le mélange vertical avec le Courant Equatorial de surface accéléré par le renforcement des alizés altère les propriétés caractéristiques du SCE et en particulier érode le maximum de salinité au point de

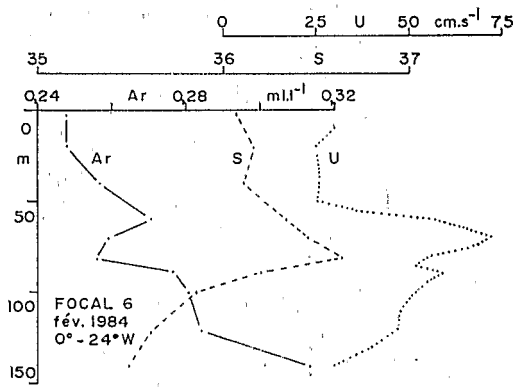


Fig. 3. Comparaison des distributions verticales d'argon (ml l⁻¹), de la salinité et de la composante zonale (est) de courant (cm s⁻¹) à l'équateur.

Fig. 3. Comparison of the vertical distributions of argon (ml l⁻¹), salinity and the zonal (east) current component (cm s⁻¹) at the equator.

TABLEAU 1

Caractérisation du maximum de salinité le long de l'équateur (FOCAL 6: février 1984)

Characteristics of the salinity maximum along the Equator (FOCAL 6: February 1984)

No. station	Longitude	T (°C)	S	Ar (ml l ⁻¹)	N ₂
63	24°W	23,18	36,64	0,256	
64	22°W	23,06	36,55	0,251	
65	20°W	25,29	36,53	0,248	
66	18°W	25,11	36,53	0,256	
67	16°W	24,66	36,61	0,256	
68	14°W	24,70	36,53	0,257	
69	12°W	25,49	36,41	0,257	
Moyenne			36,54	0,254	
Ecart-type σ			$\pm 0,07$	$\pm 0,004$	
Coefficient de variation (%)			$\pm 0,2$	$\pm 1,4$	

le faire disparaître sur le bord oriental de la coupe. Si l'on admet que le minimum subsuperficiel d'argon est une propriété caractérisant le SCE, donc logique de retrouver cette particularité de la distribution de l'argon atténuée ou inexistante en juillet, à l'image du maximum de salinité.

Le maximum subsuperficiel de salinité équatorial transporté vers l'est du SCE depuis la bordure occidentale Atlantique et dérivé de l'Eau Subtropicale de l'Atlantique Sud reste caractérisé sur le trajet de 24°W à 12°W par une concentration d'argon (et d'azote également) dissous remarquablement constante (Tableau I) et proche de celle relevée plus à l'ouest et au sud de l'équateur (0,255 ml l⁻¹ à 35°W, 5°S). L'argon apparaît donc dans ces conditions comme une propriété conservative du noyau des couches advectives produites par le mélange environnant au même titre que la salinité.

COMPARAISON DE LA CONCENTRATION MESUREE D'ARGON AVEC LA SOLUBILITE

Sur toute la hauteur de la colonne d'eau (0-500 m), la concentration d'argon dissous dans l'eau de mer est généralement en excès par rapport à la solubilité correspondante à la température et à la salinité de l'échantillon (pour une pression atmosphérique normale et 100% d'humidité relative). Cet excès, quel qu'il soit la saison, est plus ou moins grand suivant la profondeur. La représentation verticale de cet excès de la concentration mesurée d'argon au-dessus de la solubilité est donnée en Figure 4 sous la forme de la distribution verticale de l'anomalie de saturation ΔAr . Pour comparaison, sont montrées également les distributions verticales des concentrations d'azote moléculaire et d'azote dissous au-dessus des anomalies de saturation d'azote ΔN_2 . L'anomalie de saturation d'un gaz dissous est définie selon Kester (1975) comme l'écart, exprimé sous forme de pourcentage, entre la concentration mesurée du gaz dissous G et la solubilité calculée à partir de la relation polynomiale de Weiss (1970).

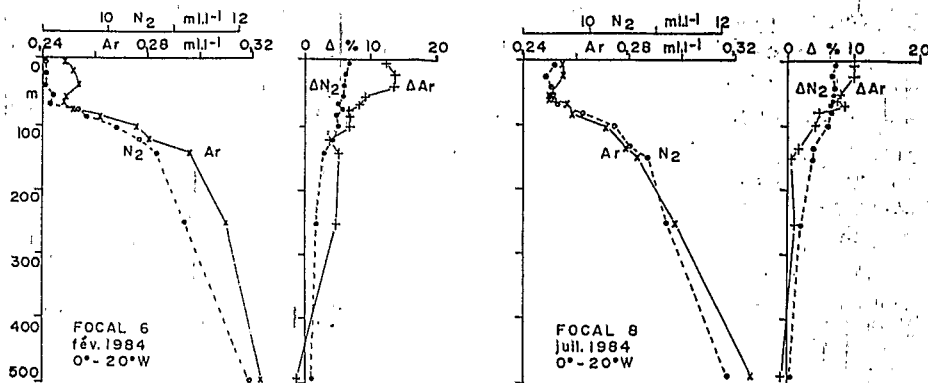


Fig. 4. Comparaison des distributions verticales d'argon (Ar) et d'azote (N_2), des anomalies de saturation d'argon (ΔAr) et d'azote (ΔN_2) à l'équateur en février et en juillet 1984.

Fig. 4. Comparison of the vertical distributions of Ar and N_2 , saturation anomalies of argon (ΔAr) and of nitrogen (ΔN_2) at the equator in February and in July 1984.

$$\Delta G = \frac{G - G^*}{G^*} \times 100 \quad (3)$$

Le long de l'équateur, les plus fortes anomalies de saturation d'argon ΔAr ($\geq 10\%$), à l'instar de celles d'azote ΔN_2 , sont relevées en février comme en juillet dans la couche de surface, au dessus de la couche de gradient maximum des concentrations de gaz dissous. Les anomalies diminuent fortement lorsqu'on traverse la thermocline et approchent de zéro à 500 m où elles deviennent parfois négatives. Sur l'ensemble des mesures d'argon et d'azote moléculaire dissous réalisées au cours des campagnes FOCAL 6 (février 1984) et FOCAL 8 (juillet 1984), la valeur moyenne des anomalies de saturation de ces deux gaz à 500 m de profondeur est très proche de zéro:

	$\overline{\Delta Ar}$	$\overline{\Delta N_2}$
FOCAL 6	0,3% \pm 1,6%	-0,1% \pm 1,0%
FOCAL 8	-0,1% \pm 1,2%	-0,2% \pm 1,1%

Le minimum de concentration d'argon au voisinage de 60 m (Fig. 4 à gauche) et décrit précédemment comme associé au maximum de salinité, en février, ne se retrouve pas sur le profil vertical d'anomalie de saturation d'argon. A l'équateur les anomalies de saturation d'argon, et d'azote également, contrairement à ce que nous avons pu voir jusqu'à présent (Oudot, 1982), décroissent de façon quasi-monotone lorsque la profondeur augmente. Les anomalies de saturation d'argon sont en général plus élevées que celles d'azote (Figs. 4 et 5), en particulier dans la couche homogène de surface. En outre l'écart entre les anomalies ΔAr et ΔN_2 dans la couche homogène est plus grand en février (saison chaude) qu'en juillet (saison froide). Cela peut s'expliquer par le fait

que, parmi les processus physiques qui peuvent entraîner les gaz dissous réactifs à se départir de leur solubilité, les effets thermiques affectent davantage les gaz lourds tels que Ar ($M = 40$) que les gaz légers tels que N_2 ($M =$

Les anomalies élevées de saturation aussi bien en argon qu'en azote s'écartent moins profondément à l'est ($12^\circ W$) qu'à l'ouest ($24^\circ W$) en juillet alors qu'en février (Fig. 5). Ce phénomène coïncide avec le remontée vers l'est de la thermocline le long de l'équateur en été boréal (Munro 1980), résultat de l'accroissement du gradient zonal de pression à la surface

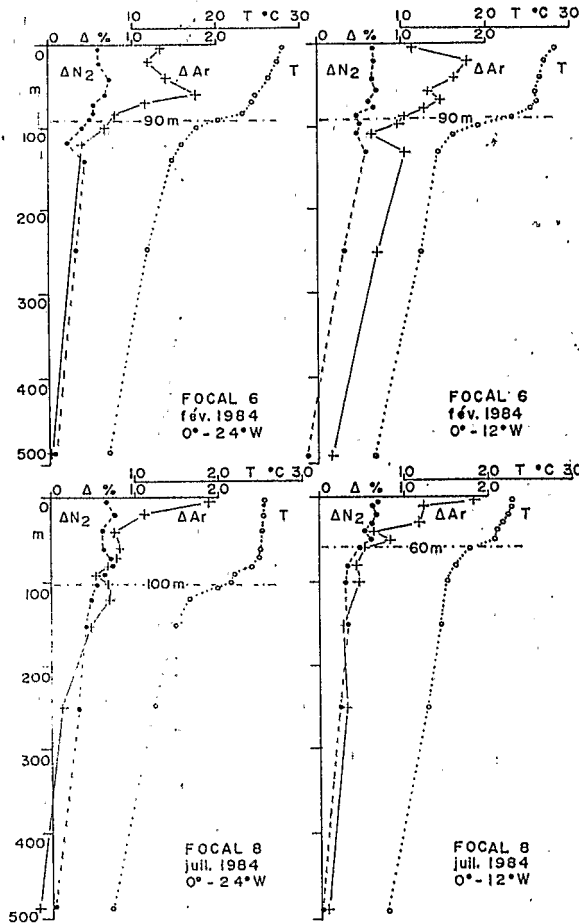


Fig. 5. Comparaison des distributions verticales des anomalies de saturation d'argon (ΔAr) d'azote (ΔN_2), et de la température (T) à $12^\circ W$ et $24^\circ W$ le long de l'équateur, en février et en juillet 1984. La ligne horizontale en tirets symbolise le niveau de la thermocline.

Fig. 5. Comparison of the vertical distributions of saturation anomalies of argon (ΔAr) and nitrogen (ΔN_2), and of T at $12^\circ W$ and $24^\circ W$ along the equator, in February and in July 1984. The horizontal dashed line represents the level of the thermocline.

l'océan sous l'action des alizés. Le maximum d'anomalie de saturation ΔAr est observé à la surface de l'océan en été (Fig. 5 en bas) alors qu'il est plutôt situé en dessous de la surface en hiver (Fig. 5 en haut).

Comme les fortes anomalies de saturation d'argon et d'azote (en moyenne supérieures à 5%) sont limitées à la couche homogène de surface qui subit les plus grandes variations de température, on est fortement enclin à penser qu'elles sont le résultat d'effets thermiques (réchauffement de la masse d'eau sans retour complet à l'équilibre gazeux).

Au sud de l'équateur par contre, dans la partie ouest, là où le maximum de salinité de l'Eau Subtropicale de l'Atlantique Sud est le plus élevé ($S > 37,0$) car plus proche de sa zone de formation, on retrouve la coïncidence de niveau entre les anomalies de saturation maximales d'argon et d'azote et celui du maximum de salinité (Fig. 6), signalée antérieurement (Oudot, 1982) pour l'azote dans l'Atlantique est ($4^{\circ}W$). L'eau du maximum de salinité se distingue par un certain nombre de particularités dans la distribution de principaux gaz dissous (O_2 - CO_2 - N_2 - Ar): sur les profils verticaux (Fig. 6) il y a une très nette association entre le maximum de salinité d'une part et les maxima d'anomalies de saturation de Ar et N_2 , le maximum d'oxygène (qui ne représente pas une sursaturation d'oxygène) et le minimum de pression partielle de CO_2 d'autre part. Cette association tient au fait que ces propriétés constituent la mémoire des conditions physiques (météorologiques et hydrologiques) qui régnaient au moment de la formation de l'Eau Subtropicale de l'Atlantique Sud. Les observations relevées pendant GEOSSECS (Fig. 6 à droite) dans la même région confir-

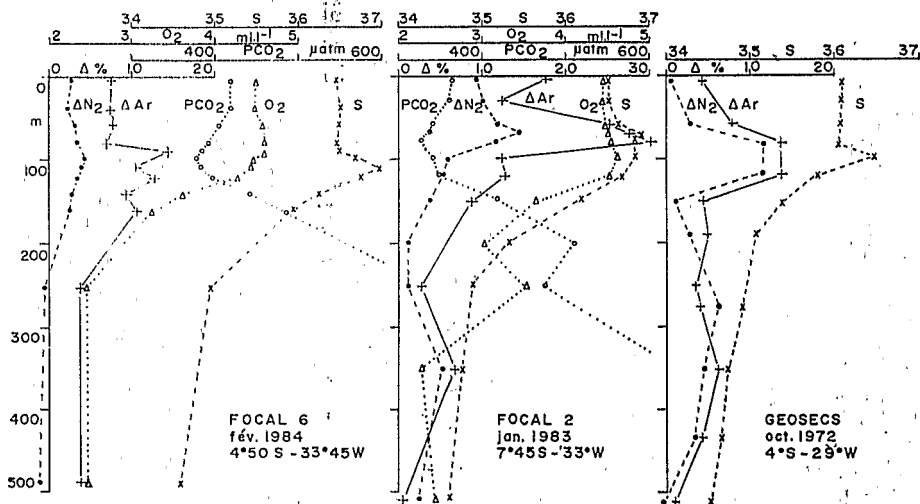


Fig. 6. Comparaison des distributions verticales des anomalies de saturation d'argon (ΔAr) et d'azote (ΔN_2), de la pression partielle de CO_2 (PCO_2), de l'oxygène dissous (O_2) et de la salinité au sud de l'équateur.

Fig. 6. Comparison of the vertical distributions of saturation anomalies of argon (ΔAr) and of nitrogen (ΔN_2), PCO_2 , O_2 and of salinity south of the equator.

ment nos résultats. Il faut noter en outre que ces maxima d'anomalies de saturation de Ar et N_2 relevés pour les stations au sud de l'équateur pendant FOCAL aussi bien que pendant GEOSECS, correspondent à des maxima verticaux de concentrations de Ar et N_2 , alors que le long de l'équateur un peu plus à l'est les maxima d'anomalies ne sont pas toujours la signature de maxima verticaux des concentrations de ces gaz.

INTERPRETATION DES ANOMALIES DE SATURATION D'ARGON LE LONG DE L'EQUATEUR

Pour tenter d'interpréter les anomalies de saturation d'argon et essayer de déterminer la cause des valeurs les plus élevées, nous avons dressé un diagramme de corrélation pour les comparer avec celles d'azote. La Fig. 7 reproduit un tel diagramme pour les mesures de Ar et N_2 effectuées pendant la

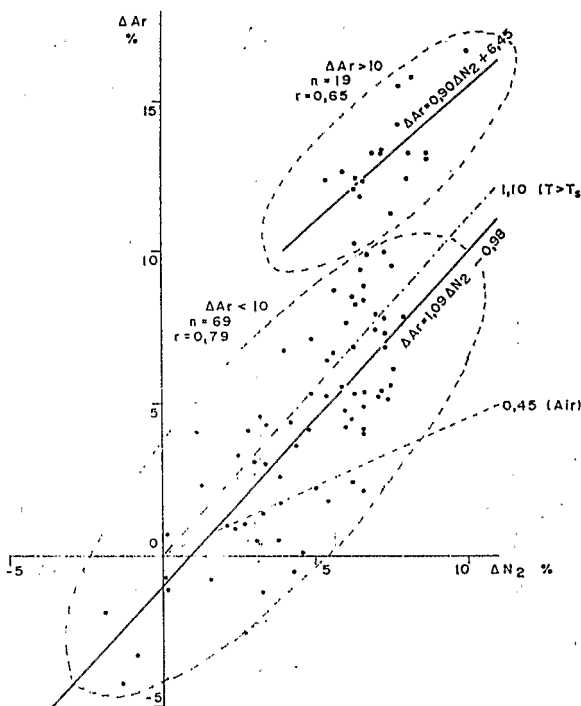


Fig. 7. Diagramme de corrélation des anomalies de saturation ΔAr et ΔN_2 le long de l'équateur en juillet 1984 (FOCAL 8). Les lignes en traits pleins représentent les droites des moindres carrés pour les points $\Delta Ar < 10\%$ et $\Delta Ar > 10\%$. Les lignes en tirets indiquent respectivement l'effet de changement thermique ($T > T_{sat}$) et l'effet d'injection d'air (Air).

Fig. 7. Correlation diagram of saturation anomalies ΔAr and ΔN_2 along the equator in July 1984 (FOCAL 8). The solid lines are the least-squares lines for the data $\Delta Ar < 10\%$ and $\Delta Ar > 10\%$. The dashed lines show the effect of thermal variation ($T > T_{sat}$) and the effect of air injection (Air), respectively.

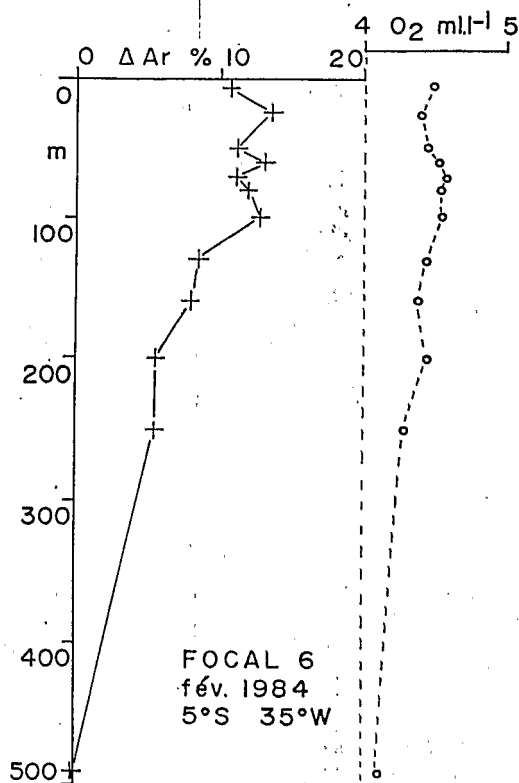


Fig. 8. Distribution verticale de l'anomalie de saturation d'argon ΔAr en présence d'une distribution verticale homogène d'oxygène dissous O_2 .

Fig. 8. Vertical distribution of argon saturation anomaly, ΔAr , when the vertical distribution of dissolved oxygen is homogeneous from the sea surface down to 500m depth.

campagne FOCAL 8 (juillet 1984) le long de l'équateur. Pour les anomalies ΔAr inférieures à 10%, il existe une très forte corrélation positive entre ΔAr et ΔN_2 ($r = 0,79$ pour 69 points) et l'accroissement de ΔAr comparé à celui de ΔN_2 se fait dans le rapport 1,09, calculé comme la pente de la droite des moindres carrés. Ce rapport (1,09) est très proche du rapport attendu des effets thermiques sur la solubilité de l'argon et de l'azote (1,10 d'après Kester, 1975) et beaucoup plus éloigné du rapport attendu de l'injection de bulles d'air (0,45 d'après Kester, 1975). Le processus physique responsable de l'apparition des anomalies de saturation d'argon au sein des masses d'eau pour lesquelles $\Delta Ar < 10\%$ serait donc plutôt un réchauffement trop rapide de la masse d'eau sans rétablissement complet de l'équilibre gazeux avant qu'elle n'ait quitté la surface ou encore son mélange avec une autre masse d'eau de température différente et non pas l'injection de bulles d'air comme cela a pu être signalé par Craig et Weiss (1971) pour les eaux de surface Nord Atlantique. Notre interprétation rejoint par là les conclusions de Bieri (1971) pour les échantillons d'eau de surface.

Pour les anomalies ΔAr les plus élevées (supérieures à 10%), il y a encore une corrélation positive significative ($r = 0,65$ pour $n = 19$) avec l'accroissement de ΔAr reste encore pratiquement proportionnel à celui de N_2 (la pente de la droite des moindres carrés est égale à 0,90). Mais tout se passe pour ces anomalies, qui sont relevées essentiellement dans la couche de surface, comme s'il y avait une anomalie préformée d'argon de l'ordre de grandeur plus de celle apparue proportionnellement à celle de l'azote.

Un tel résultat peut sembler troublant et peut conduire à suspecter la technique d'analyse. Les fortes anomalies d'argon étant toujours trouvées dans la couche de surface bien oxygénée, il pourrait y avoir un biais analytique dû à des traces d'oxygène non réduit par le sulfite qui seraient alors comparables à celles de l'argon. Il existe une région océanique, le long de la côte du Brésil, où la distribution verticale de O_2 est pratiquement homogène de la surface à 500 m (Fig. 8: $O_2 = 4,10 \text{ ml l}^{-1}$ à 500 m). Pourtant en profondeur, malgré des concentrations d'oxygène pratiquement aussi élevées que celles de la couche de surface, on retrouve la même valeur faible d'anomalie d'argon ($\Delta Ar = -0,5$ à 500 m) que partout ailleurs au même niveau. Cette vérification qu'une concentration élevée d'oxygène n'est pas systématiquement accompagnée d'une forte anomalie de saturation d'argon, conduit à éliminer toute erreur analytique.

Les études sur l'interprétation des anomalies de saturation d'argon sont nombreuses et relativement anciennes (Bieri et al., 1966, 1968; Craig et al. et Craig et Weiss, 1968). D'autre part dans ces études, la description des traces en gaz nobles s'étendant assez loin en profondeur (parfois jusqu'au fond de l'océan) n'a pas la même définition que la nôtre pour la couche de surface où sont relevées les plus forts écarts à la saturation pour les gaz permanents (mis à part pour l'hélium non-atmosphérique diffusant depuis le fond des océans, Craig et Weiss, 1971). Si Bieri et ses collaborateurs sont enclins à mettre en avant un mélange vertical pour expliquer les maxima de saturation d'argon de valeurs extrêmes sont comparables aux nôtres, Craig et Weiss associent de préférence les anomalies de saturation maximales d'argon à l'advection. Pour argumenter la théorie de l'advection, Craig et Weiss (1968) se basent sur la liaison entre les anomalies maximales de saturation d'argon et les maxima de salinité. Si cette association a bien été vérifiée par nos mesures au large de l'équateur elle n'est plus vraie le long de l'équateur où le maximum de salinité du Sous Courant Equatorial, n'est pas accompagné d'un maximum d'anomalie ΔAr , comme cela avait déjà été souligné avec l'anomalie de salinité (Oudot, 1982), posant le problème de l'alimentation du Sous Courant Equatorial.

Pour notre part, le rôle de l'advection horizontale sur les anomalies de saturation de gaz dissous se ferait sentir à un autre niveau. La masse d'eau qui s'écoule vers l'ouest en surface le long de l'équateur est une masse d'eau qui a subi d'importantes variations thermiques depuis sa source sur la côte orientale de l'océan. Les effets thermiques durant la phase d'advection ont un impact supérieur pour les gaz lourds tels que l'argon comparativement à

plus légers, tels que l'azote. Le rôle de l'advection horizontale combiné au réchauffement de l'eau en zone équatoriale sur la distribution des gaz dissous a été récemment souligné pour l'interprétation des variations de pressions partielles de CO_2 (Oudot et Andrié, 1986).

CONCLUSION

La distribution verticale de l'argon le long de l'équateur est marquée par la présence du Sous-Courant Equatorial, surtout en hiver boréal. En été, elle est affectée par le refroidissement équatorial qui se manifeste principalement sur le bord oriental de la zone équatoriale.

Comme pour l'azote moléculaire, la concentration mesurée d'argon est pratiquement toujours en excès sur celle attendue de l'équilibre avec l'atmosphère (solubilité). L'écart, maximum dans la couche de surface, diminue beaucoup au franchissement de la thermocline et approche de zéro à 500 m de profondeur. Les anomalies de saturation d'argon sont en général plus élevées que celles d'azote et les anomalies extrêmes sont interprétées comme le résultat d'effets thermiques et non pas d'injection de bulles d'air. L'advection horizontale tant en surface qu'en subsurface semble être le facteur déterminant des particularités de distribution de l'argon à l'équateur.

REMERCIEMENTS

Le dosage de l'argon avec notre système de chromatographie en phase gazeuse a été facilité par la disponibilité du détecteur ultrasonique TRACOR acquis grâce à un contrat d'ATP (Océanographie Chimique 1979/A1-5018) du Centre National de la Recherche Scientifique (France) pour l'analyse des gaz traces dissous dans les couches superficielles de l'océan.

Je voudrais remercier mes collègues physiciens de l'ORSTOM pour la fourniture des données hydrologiques et courantométriques indispensables à cette interprétation et plus spécialement C. Henin, Chef de Mission des campagnes FOCAL.

BIBLIOGRAPHIE

- Benson, B.B. et Parker, P.D.M., 1961. Nitrogen/argon and nitrogen isotopic ratios in aerobic seawater. *Deep-Sea Res.*, 7: 237-253.
- Bieri, R.H., 1971. Dissolved noble gases in marine waters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 329-333.
- Bieri, R.H., 1974. Dissolved conservative gases in seawater. In: E.D. Goldberg (Editor), *The Sea*, Vol. 5, Marine Chemistry. Wiley Interscience, New York, pp. 199-218.
- Bieri, R.H., Koide, M. et Goldberg, E.D., 1966. The noble gas contents of Pacific seawaters. *J. Geophys. Res.*, 71: 5243-5265.
- Bieri, R.H., Koide, M. et Goldberg, E.D., 1968. Noble gas contents of marine waters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4: 329-340.
- Bieri, R.H. et Koide, M., 1972. Dissolved noble gases in the East Equatorial and South-East Pacific. *J. Geophys. Res.*, 72: 6165-6181.
- Broecker, W.S., 1974. Atmospheric and volcanic gases. In: K.S. Deffeyes (Editor), *Chemical Oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich, New York, pp. 115-141.

- Craig, H., Weiss, R.F. et Clarke, W.B., 1967. Dissolved gases in the Equatorial and South Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 72: 6165-6181.
- Craig, H. et Weiss, R.F., 1968. Argon concentration in the ocean: a discussion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 175-183.
- Craig, H. et Weiss, R.F., 1971. Dissolved gas saturation anomalies and excess helium in the ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 289-296.
- Glueckauf, E., 1951. The composition of atmospheric air. *Compendium of Meteorology*. Am. Meteorol. Soc., Boston, 3-11.
- Kester, D.R., 1975. Dissolved gases other than CO₂. In: J.P. Riley and G. Skirrow (Editors). *Chemical Oceanography*. Academic Press, London, pp. 497-556.
- 464-469.
- Merle, J., 1982. The FOCAL Program. *Trop. Ocean-Atmos. Newsl.*, 12: 6-7.
- Oudot, C., 1982. La distribution de l'azote moléculaire N₂ dans l'Atlantique équatorial oriental. *Mar. Chem.*, 11: 573-588.
- Oudot, C. et Wauthy, B., 1978. Adaptation d'un chromatographe en phase gazeuse pour le dosage en mer des gaz dissous: azote, oxygène et gaz carbonique total. *Ch. ORSTOM, Sér. Océanogr.* 16: 89-102.
- Oudot, C. et Andrié, C., 1986. Variabilité des pressions partielles de CO₂ océanique et atmosphérique dans l'Atlantique tropical. *Oceanol. Acta*, 9: 169-177.
- Richards, F.A. et Benson, B.B., 1961. Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in two anaerobic environments, the Cariaco Trench in the Caribbean Sea and Dramsfjord, Norway. *Deep-Sea Res.*, 7: 254-264.
- Swinerton, J.W., Linnenbom, V.J. et Cheek, C.H., 1964. Determination of argon and oxygen by gas chromatography. *Anal. Chem.*, 36: 1669-1671.
- Weiss, R.F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-Sea Res.*, 17: 721-735.
- Weiss, R.F., 1981. Geosecs shipboard dissolved nitrogen and argon measurements. In: A.E. Bainbridge (Editor), *Geosecs Atlantic Expedition, 1*. National Science Foundation, Washington DC, pp. 11-12.
- Weiss, R.F. et Craig, H., 1973. Precise shipboard determination of dissolved nitrogen, oxygen, argon and total inorganic carbon by gas chromatography. *Deep-Sea Res.*, 20: 291-303.