

Océa

Reprinted from "Progress in Oceanography"—Volume 3

PERGAMON PRESS

OXFORD · LONDON · EDINBURGH · NEW YORK

PARIS · FRANKFURT

1965

# LE pH ET L'ALCALINITÉ DES EAUX PROFONDES DE LA FOSSE DES HÉBRIDES ET DU BASSIN DES FIDJI

HENRI ROTSCHI

*Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer,  
Institut Français D'Océanie, Centre d'Océanographie Noumea*

## INTRODUCTION

La partie du Pacifique sud-ouest qui comprend entre autres les mers de Corail et de Tasman est un ensemble topographique relativement complexe. On y distingue un certain nombre de grands bassins dont la profondeur moyenne est supérieure à 3.000 m; ce sont, du nord au sud et de l'est à l'ouest, le bassin des Salomon, le bassin de la mer de Corail, le bassin est-australien, le bassin des Nouvelles-Hébrides se prolongeant au sud par la fosse des Nouvelles-Hébrides, le bassin du Pacifique central et le bassin des Fidji. Ces bassins sont séparés par des dorsales importantes, généralement orientées nord-ouest, sud-est; ce sont la dorsale de Lord Howe, prolongeant vers le nord-ouest la Nouvelle-Zélande, la dorsale de la Nouvelle-Calédonie et la dorsale des Nouvelles-Hébrides.

WYRTKI (1961) exploitant les observations du H.M.A.S. *Gascoyne* (C.S.I.R.O. Australia, 1962) a décrit la structure verticale des masses d'eau et la circulation profonde.

Dans toute la région, on trouve vers 1.000 m de profondeur un minimum de salinité voisin de 34,50‰ correspondant à l'eau Antarctique intermédiaire; aux profondeurs plus grandes la salinité croît pour atteindre, vers 2.500 m, une valeur quasi constante de l'ordre de 34,65‰-34,70‰. Entre 1.500 et 2.000 m, on rencontre un minimum de la teneur en oxygène qui est compris entre 2,7 ml/l et 3,5 ml/l; ce minimum d'oxygène marque la limite entre l'eau intermédiaire et l'eau profonde.

Dans le bassin est-australien, on trouve l'eau Antarctique du fond vers 3.500 m; dans le bassin du Pacifique central l'eau profonde est de l'eau du fond du Pacifique, dérivée de l'eau Antarctique du fond qui pénètre dans le Pacifique au sud de la Nouvelle-Zélande.

O. R. S. T. O. M.

Collection de Référence

n° 10588

10588  
25 MAI 1966

Les distributions verticales de la salinité et de l'oxygène dissous dans les autres bassins étant comprises entre celle du bassin est-australien et celle du bassin du Pacifique central, ces deux derniers bassins constituent les régions sources à partir desquelles se forment les masses d'eau de tous les autres bassins.

La circulation profonde déduite de la distribution de la température et de la salinité le long de la surface isotherme potentielle 1,8° C. et des propriétés de chacune des masses, fait apparaître un déplacement vers le nord de l'eau du bassin est-australien; cette eau entre dans le bassin de la mer de Corail par deux seuils situés à 2.850 m, continue sa progression vers le nord et entre dans le bassin des Salomon par un seuil à 3.400 m; là, elle forme vers le nord-ouest l'eau de la fosse de Nouvelle-Bretagne; elle s'écoule également vers le sud-est pour remplir la fosse sud des Salomon, où elle se mélange à de l'eau profonde du bassin du Pacifique central.

L'eau profonde du bassin du Pacifique central qui se mélange avec l'eau du bassin est-australien s'écoule vers le sud et pénètre dans le bassin des Nouvelles-Hébrides par un seuil à 3.400 m; continuant sa progression vers le sud-est, elle pénètre enfin dans le bassin des Fidji par un seuil à 3.400 m.

Il apparaît donc que l'eau profonde de la fosse des Nouvelles-Hébrides et l'eau profonde du bassin des Fidji auraient la même origine et seraient constituées d'un mélange d'eau du bassin est-australien et d'eau du bassin du Pacifique central; elles ont des propriétés hydrologiques, température potentielle et salinité sensiblement voisines.

La croisière PROA du *Spencer F. Baird* de la Scripps Institution of Oceanography a permis d'occuper deux stations profondes, l'une dans la fosse des Nouvelles-Hébrides, l'autre dans le bassin des Fidji, et d'étudier la répartition verticale du pH, de l'alcalinité et du carbonate, jusqu'à une profondeur voisine du fond. Ce sont les résultats de ces deux stations qui vont être discutés ici.

#### METHODES ANALYTIQUES

Le pH a été mesuré au pH mètre Beckman modèle G.S., équipé d'une paire d'électrodes verre-calomel tous usages Beckman, le pH mètre étant étalonné toutes les douze mesures, sur un tampon 0,01 M borax à pH 9,18 à 25° C.; les mesures furent entreprises après que tous les échantillons eussent atteint l'équilibre avec l'air ambiant. Tampon et échantillons à mesurer étant à la même température, il n'a pas été introduit de correction pour la compensation de la température, seules les corrections de température *in situ* et de pression étant prises en compte.

L'alcalinité a été mesurée par la méthode de ANDERSON et ROBINSON (1946)

légèrement modifiée; à 100 ml d'eau de mer, on ajoute 10 ml d'acide HCL 3-N/100 préparé à partir d'ampoules Fixanal; il s'agit d'obtenir un pH final inférieur à 3,50 afin de n'avoir pas à introduire de correction de bicarbonate (BRUNEAU *et al.* 1953). De ce fait le volume final de la solution étant différent de celui de la méthode classique, le coefficient d'activité des ions  $H^+$  se trouve modifié, et ni les valeurs de ANDERSON et ROBINSON (1946), ni celles de BRUNEAU, JERLOV et KOCZY (1953) ne sont utilisables. Une étude détaillée de 12 échantillons de salinités respectives 35,59‰ et 34,54‰ a montré qu'au niveau statistique 95 pour cent le coefficient d'activité des ions  $H^+$  dans la méthode utilisée était respectivement  $0,771 \pm 0,005$  pour la salinité la plus élevée et  $0,803 \pm 0,002$  pour la salinité la plus basse (ROTSCHI, en préparation). On a donc fait les calculs en prenant un  $f_H$  égal à 0,803 pour les salinités inférieures à 34,79‰, 0,787 pour les salinités comprises entre 34,79‰ et 35,32‰ et 0,771 pour les salinités supérieures à 35,32‰.

Les mesures de pH ne portant que sur une seule détermination, il est peu probable que la précision atteinte soit supérieure à celle indiquée par STRICKLAND (1960) de  $\pm 0,02$  pH et  $\pm 0,022$  méquiv/l.

On a calculé les concentrations de tous les éléments du système du gaz carbonique dans l'eau de mer en utilisant la méthode de HARVEY (1955) modifiée par STRICKLAND (1960) d'après les nouvelles valeurs calculées par LYMAN (1957) de la deuxième constante de dissociation de l'acide carbonique.

Les autres propriétés ont été déterminées à bord, par les responsables de la Scripps, selon les méthodes propres à cet Institut.

#### RESULTATS ANALYTIQUES

Le résultat des mesures est schématisé (Figs. 1 et 2) où l'on trouve la répartition verticale du pH, de l'oxygène dissous, du pourcentage de saturation en oxygène, de l'alcalinité, de l'alcalinité spécifique, et de la teneur en  $CO_2$  total à la station H 49 à  $20^\circ 53$  S. et  $168^\circ 35$  E. dans la fosse des Nouvelles-Hébrides, par 6.860 m et à la station H. 55 par  $19^\circ 17$  S.,  $174^\circ 51$  E. et 3.253 m, dans le bassin des Fidji.

Il faut noter avant toute chose que la teneur en oxygène, qui conduit à des valeurs superficielles inférieures à la teneur à saturation, est sans doute fautive, une erreur systématique qui n'a pu être décelée (J. L. REID, communication personnelle) s'étant introduite dans les analyses. Cependant, l'allure générale des variations de concentrations avec la profondeur est bonne, et les teneurs relatives sont significatives, même si les concentrations absolues sont douteuses.

Du point de vue de l'oxygène, on distingue dans la fosse des Nouvelles-Hébrides, de la surface jusqu'à 200 m au dessus du fond, cinq couches nettement caractérisées: la couche euphotique d'une centaine de mètres d'épaisseur où la teneur en oxygène varie considérablement jusqu'à un maximum

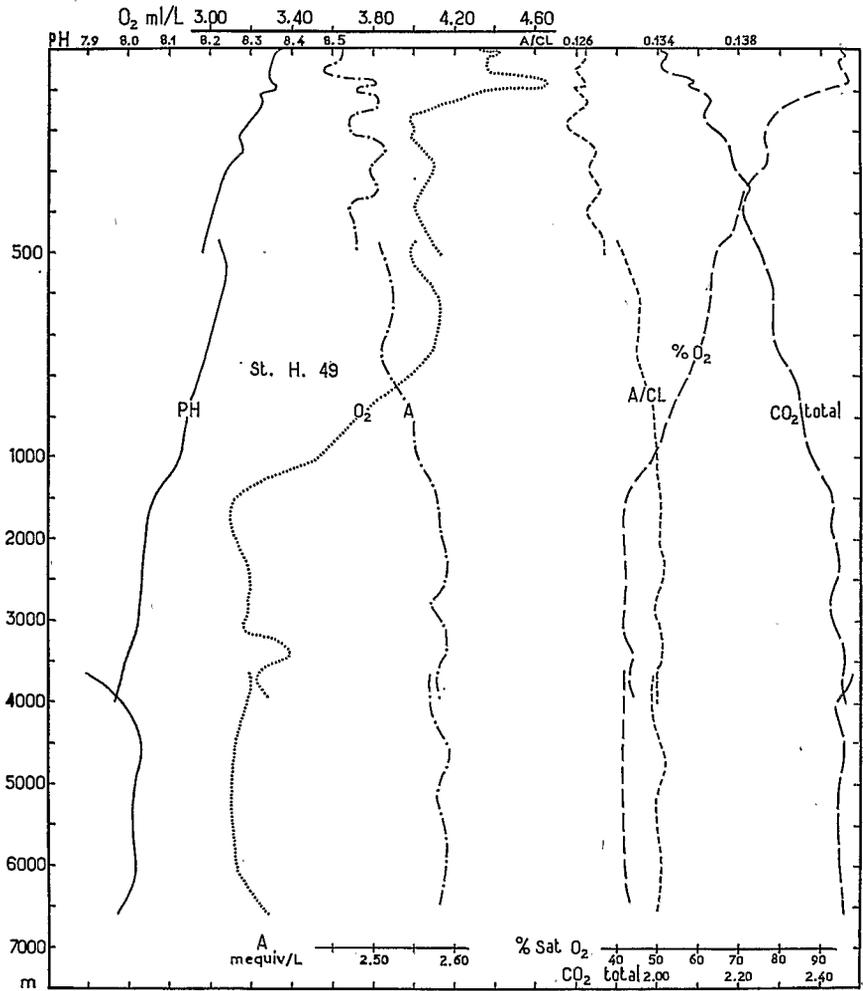


FIG. 1. Propriétés des eaux de la Fosse des Nouvelles-Hébrides.

supérieur à 4,60 ml/l, une couche de transition plus mince où la concentration passe de la valeur maximale à 4,00 ml/l, une couche de près de 600 m d'épaisseur où la concentration est comprise entre 4,00 ml/l et 4,10 ml/l, une seconde couche de transition jusqu'à 1.500 m de profondeur, où l'on trouve un minimum à peine marqué voisin de 3,10 ml/l, et la couche profonde s'étendant jusqu'au fond et où la teneur est comprise entre 3,10 ml/l et 3,20 ml/l. Pour ce qui est de la saturation en oxygène, on rencontre deux couches homogènes :

en surface la couche euphotique et au dessous du minimum à 1.500 m la zone profonde, séparées par une zone de transition où le gradient est plus grand immédiatement sous la couche euphotique, qu'entre 200 m et 1.500 m où il est pratiquement constant. Au dessous de la masse Antarctique intermédiaire le pourcentage de saturation est proche de 42 pour cent.

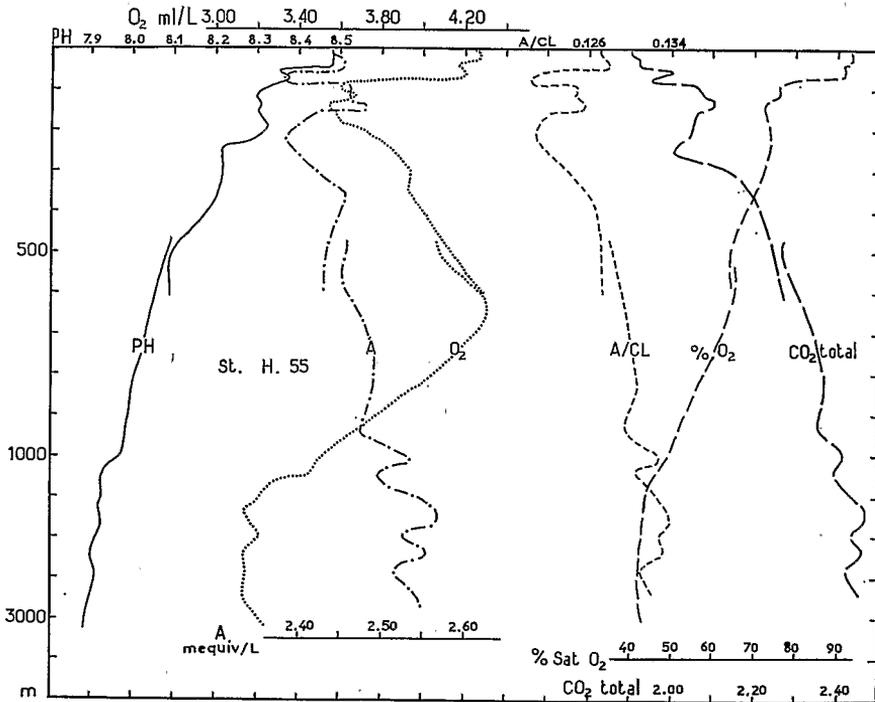


FIG. 2. Propriétés des eaux du Bassin des Fidji.

La distribution verticale du pH est très voisine de celle de la saturation en oxygène. Le pH de la couche euphotique, dans les cent premiers mètres, est voisin de 8,35; à partir de 1.500 m, il varie peu avec la profondeur et est compris entre 8,00 et 8,05. Entre la couche superficielle et la couche profonde il diminue régulièrement, mais compte tenu de la précision des mesures et en excluant certaines valeurs évidemment aberrantes, aucun minimum n'apparaît.

L'alcalinité augmente avec la profondeur; elle passe de 2,45 méquiv/l en surface à une valeur comprise entre 2,57 et 2,60 méquiv/l dans les eaux

profondes. Sa distribution en fonction de la profondeur, est à peu de choses près inverse de celle du pH. Il en est de même de l'alcalinité spécifique qui passe de 0,126 en surface à 0,134 dans la couche profonde, et de la teneur en  $\text{CO}_2$  total qui croît de 2,00 mmole/l dans la couche euphotique à 2,45 mmole/l au-dessous de l'eau Antarctique intermédiaire.

Les caractéristiques de la distribution verticale du pH, de l'alcalinité, de l'alcalinité spécifique et du  $\text{CO}_2$  total dans le bassin des Fidji sont assez proches de celles de la fosse des Nouvelles-Hébrides bien qu'on note, vers 650 m de profondeur, un maximum intermédiaire nettement caractérisé de l'oxygène dissous.

Si la teneur en oxygène dans la couche euphotique et les couches subsuperficielles est plus faible, 4,20 ml/l, et révèle l'existence successive d'un minimum à 3,60 ml/l vers 150 m et d'un maximum de 4,30 ml/l vers 650 m, la concentration dans la masse profonde, sous la masse Antarctique intermédiaire, est sensiblement la même que dans la fosse des Nouvelles-Hébrides. La teneur en oxygène et le pourcentage de saturation sont pratiquement identiques aux deux stations aux profondeurs supérieures à 500 m.

Il en va différemment pour le pH et l'alcalinité. Dans la couche euphotique et dans les couches subsuperficielles jusqu'à 250 m de profondeur, le pH dans le bassin des Fidji est plus élevé que dans la fosse des Nouvelles-Hébrides. Par contre, aux profondeurs plus grandes, il est systématiquement plus bas, la différence étant de l'ordre de 0,15 pH. A partir de 1.500 m il est sensiblement constant et voisin de 7,90. L'alcalinité qui est de l'ordre de 2,40-2,45 méquiv/l jusque vers 200 m, où l'on rencontre un minimum inférieur à 2,40 méquiv/l croît ensuite avec la profondeur pour atteindre, à partir de 1.500 m, une valeur voisine de 2,55 méquiv/l. Dans le bassin des Fidji, elle est systématiquement plus basse que dans la fosse des Nouvelles-Hébrides. Les valeurs relativement faibles de l'alcalinité entraînent des valeurs également faibles de l'alcalinité spécifique qui, dans les quatre cents premiers mètres, est comprise entre 0,122 et 0,126 et qui croît ensuite pour atteindre dans les eaux profondes une valeur relativement constante, voisine de 0,132.

Malgré les différences de pH et d'alcalinité, la teneur en  $\text{CO}_2$  total est, pour les profondeurs supérieures à 400 m, la même dans les deux bassins; les eaux profondes du bassin des Fidji ont une teneur de l'ordre de 2,45 mmole/l.

En résumé, à partir d'une profondeur inférieure à 1.500 m, c'est-à-dire bien au dessus de la profondeur de seuil, les eaux profondes du bassin des Fidji et de la fosse des Nouvelles-Hébrides ont un pH, une alcalinité et une teneur en  $\text{CO}_2$  total qui ne varie pratiquement pas avec la profondeur. Le pH et l'alcalinité ont des valeurs beaucoup plus basses à l'est qu'à l'ouest de la dorsale des Nouvelles-Hébrides, tandis que la teneur en  $\text{CO}_2$  total est la même dans les deux bassins.

## DISCUSSION

KOCZY (1956) analysant toutes les observations faites au cours de l'Expédition Suédoise en mers profondes remarque que lorsque deux masses ayant la même histoire du point de vue de la géochimie du calcium se mélangent, l'alcalinité spécifique n'est pas modifiée.

Il signale d'autre part que dans les couches intermédiaires l'alcalinité spécifique croît dans les trois océans, et que les eaux profondes sont probablement très mélangées puisque l'alcalinité spécifique n'y varie que peu en fonction de la profondeur; dans des eaux saturées en carbonate, l'alcalinité spécifique doit croître avec la profondeur puisque la solubilité du carbonate augmente. Enfin, si les eaux superficielles du Pacifique central, du fait de la température élevée et du développement d'organismes planctoniques calcaires, facteurs qui tendent tous deux à réduire la teneur en carbonate, ont une alcalinité spécifique basse, c'est dans les eaux profondes du Pacifique qu'il a trouvé l'alcalinité spécifique la plus élevée, de l'ordre de 0,128; il a montré également que dans les eaux intermédiaires et profondes, l'alcalinité croît lorsque la température décroît.

L'alcalinité spécifique mesurée au cours de la croisière PROA du *Spencer F. Baird* est très supérieure à celle mesurée par BRUNEAU, JERLOV et KOCZY (1953) puisque, pour la station de la fosse des Nouvelles-Hébrides par exemple, l'alcalinité est comprise entre 0,125 et 0,135; même dans la couche euphotique, on ne trouve aucune valeur inférieure à 0,126; dans le bassin des Fidji où l'on rencontre une alcalinité spécifique plus faible, les valeurs les plus basses, comprises entre 0,120 et 0,126 sont associées au minimum d'oxygène que l'on rencontre sous la couche euphotique; l'eau profonde a une alcalinité spécifique comprise entre 0,132 et 0,134.

Ces différences entre les valeurs observées par l'Expédition Suédoise en mers profondes et pendant la croisière PROA ne sont certainement pas dues aux différences entre les valeurs de  $f_H$  puisque d'après BARNES (1959) une imprécision de 2,5 pour cent dans le coefficient d'activité des ions  $H^+$  n'entraîne qu'une imprécision de 0,5 pour cent de l'alcalinité. Il faut donc admettre que les eaux du Pacifique nord et du Pacifique équatorial étudiées par Koczy ont une histoire géochimique du calcium différente de celle des eaux du Pacifique sud-ouest formées par mélange de la masse Antarctique du fond et de la masse du Pacifique central; ces deux masses sont légèrement sursaturées.

De même, la différence entre l'eau du bassin des Fidji et l'eau de la fosse des Nouvelles-Hébrides est sans doute à rechercher dans une différence de degré de saturation des deux masses sources, l'eau Antarctique étant plus sursaturée que l'eau du Pacifique central qui entre dans une proportion plus forte dans la composition de l'eau profonde du bassin des Fidji puisqu'elle pénètre dans ce bassin par un seuil au sud des Nouvelles-Hébrides où elle est

mélangée à l'eau Antarctique du fond et par un seuil à l'ouest des Fidji où elle est pure.

La variation de l'alcalinité spécifique en fonction de la température dans la fosse des Nouvelles-Hébrides (Fig. 3) indique que la première est une fonction linéaire de la seconde. Contrairement à ce que Koczy a trouvé pour l'ensemble du Pacifique équatorial, le gradient de l'alcalinité spécifique est constant de  $12^{\circ}\text{C.}$  à  $2^{\circ}\text{C.}$  et de l'ordre de 0,00007 par  $1^{\circ}\text{C.}$

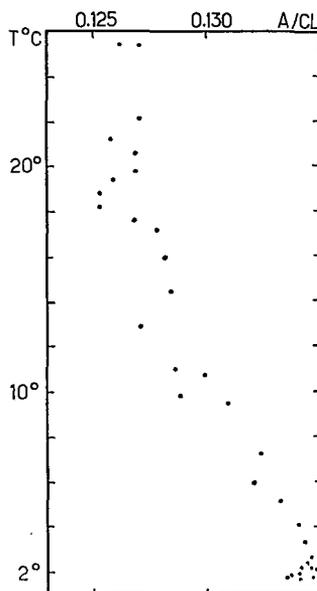


FIG. 3. Relation entre l'alcalinité spécifique et la température.

Une des propriétés non moins caractéristique des eaux profondes de ces deux bassins, est la variation de la teneur en  $\text{CO}_2$  total en fonction de l'utilisation apparente de l'oxygène, c'est-à-dire, le taux de production apparente de carbone inorganique par oxydation. Les corrélations  $\text{CO}_2$  total-U.A.O. (Fig. 4) font apparaître des coefficients de regression hautement significatifs, de 0,985 pour la station H. 49 et 0,900 pour la station H.55. Les coefficients de corrélation de  $\text{CO}_2$  total en U.A.O. sont respectivement de 0,094 et 0,121 ce qui conduit aux deux relations:

$$\Delta \text{CO}_2 \text{ mmole/l} = 1,057 \Delta \text{O}_2 \text{ mat-g/l pour la station H.49}$$

et

$$\Delta \text{CO}_2 \text{ mmole/l} = 1,354 \Delta \text{O}_2 \text{ mat-g/l pour la station H.55.}$$

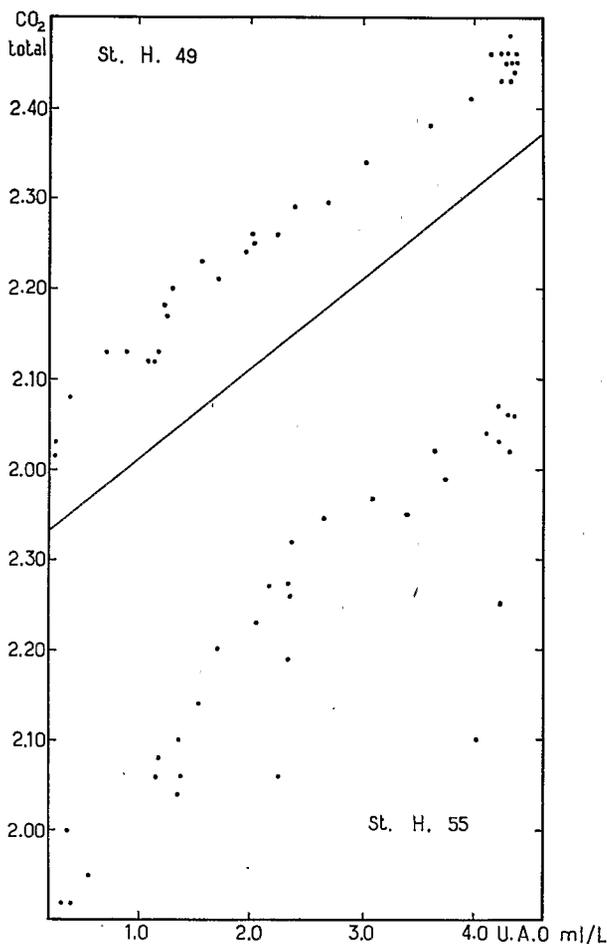


FIG. 4. Correlation entre la consommation biologique de l'oxygène et la teneur en CO<sub>2</sub> total.

Au niveau de probabilité 95 pour cent, la différence entre ces deux coefficients de corrélation est à la limite de la signification; néanmoins, il apparaît que pour la station H.55 la droite de régression peut être divisée en deux segments, l'un pour U.A.O. compris entre 0 et 2 ml/l, et l'autre pour U.A.O. supérieur à 2 ml/l et que pour ce dernier segment la droite de régression a sensiblement la même pente que pour l'ensemble de la station H.49.

Dans cette région du Pacifique, on peut donc admettre que pour les eaux profondes, ainsi que pour les eaux où l'U.A.O. est supérieur à 2,00 ml/l dans le bassin des Fidji, ce qui correspond aux eaux situées sous le maximum intermédiaire d'oxygène, le rapport de production de carbone inorganique à la consommation d'oxygène, atome par atome est  $C/O = 1/1$ . Un rapport similaire a déjà été trouvé dans les couches intermédiaires, jusqu'à 1.000 m de profondeur, dans le nord-est de la mer de Corail et dans le nord de la mer de Tasman (ROTSCHI, 1962). Il correspond à une production anormalement élevée de carbonate puisqu'il est produit 1 atome de carbone par atome d'oxygène consommé, alors que la relation théorique donne 2 atomes d'oxygène consommés.

Une telle différence entre les productions théorique et pratique de carbonate par rapport à la consommation biologique de l'oxygène peut provenir d'une augmentation avec la profondeur de la quantité de carbonate préformé, ce qui est douteux, ou d'une composition particulière de produits oxydables, le pourcentage d'hydrogène y étant plus bas (ROTSCHI, 1962). Elle peut également être due à une remise en solution progressive et sélective de carapaces d'organismes calcaires produits en grande quantité dans la couche superficielle.

L'attaque des sédiments par les eaux du fond et la diffusion turbulente peuvent également contribuer à augmenter la teneur en carbonate de l'eau de mer sans augmentation de la consommation d'oxygène. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est guère possible de préciser l'importance éventuelle de tous ces facteurs.

#### RÉFÉRENCES

- ANDERSON, D. H. and ROBINSON, R. J. (1946) Rapid electrometric determination of the alkalinity of sea water using a glass electrode. *Ind. Eng. Chem., (Anal. Ed.)*, **18**, 767.
- BARNES, H. (1959) *Apparatus and Methods of Oceanography*. George Allen and Unwin Ltd., London, 341 pp.
- BRUNEAU, L., JERLOV, N. G. and KOCZY, F. F. (1953) Physical and chemical methods. *Rept. Swedish Deep-Sea Exped.*, **3**, (4), 101-112.
- C.S.I.R.O., Australia (1962) Oceanographical observations in the Pacific Ocean in 1960, H.M.A.S. *Gascoyne* Cruise G 1/60 and G 2/60. *C.S.I.R.O. Australia Oceanogr. Cruise Rept. No. 5*.
- HARVEY, H. W. (1955) *The Chemistry and Fertility of Sea Waters*. Cambridge University Press, 224 pp.
- KOCZY, F. F. (1956) The specific alkalinity. *Deep-Sea Res.* **3**, 279-288.
- LYMAN, J. (1957)
- ROTSCHI, H. (1962) Oxygène, phosphate et gaz carbonique total en mer de Corail. *Deep-Sea Res.* **8**, (3/4), 181-195.
- STRICKLAND, J. D. H. (1960) A manual of sea water analysis (with special reference to the more common micronutrients and to particulate organic matter). *Fish. Res. Bd., Canada, Bull. No. 125*, 185 pp.
- WYRTKI, K. (1961) The flow of water into the Deep Sea Basins of the Western Pacific Ocean. *Australian J. Mar. and Freshwater Res.* **12**, (41), 1-16.