

Contribution des données isotopiques de deutérium, oxygène-18, hélium-3 et tritium, à l'étude de la circulation de la Mer Rouge

Mer Rouge
Isotopes stables
Hydrothermalisme
Hélium-3
Circulation
Red Sea
Stable isotopes
Hydrothermal process
Helium-3
Circulation

Chantal ANDRIÉ ^a, Liliane MERLIVAT ^b

^a Laboratoire de Géochimie Isotopique, CEA/IRDI/DESICP, DLPC/SPP/SPER, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

^b Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), Tour 14, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

Reçu le 1/4/88, révisé le 13/10/88, accepté le 22/11/88.

RÉSUMÉ

Les données concernant les différents traceurs isotopiques D, ¹⁸O, ³He et tritium sont relatives à la campagne Merou de juillet 1982. Les isotopes stables D et ¹⁸O, associés aux données de salinité, mettent en évidence une structure à trois couches des eaux au niveau du seuil de Bab-el-Mandeb, au moins jusqu'à 15°N. Une approche du rapport évaporation-précipitation E/P est tentée. Les données d'hélium-3 constituent des contraintes importantes au plan de la circulation profonde et intermédiaire. Une source hydrothermale active a été échantillonnée vers 21°N, responsable de l'enrichissement en hélium-3 des eaux profondes au Sud. Tout au long du bassin, un maximum intermédiaire dans la distribution en hélium-3 est sans doute l'effet d'un courant de retour centré vers 600-800 m. L'ensemble des données isotopiques indique que le flux sortant vers l'Océan Indien provient principalement d'eaux de subsurface s'écoulant du Nord à une profondeur voisine de celle du seuil de Bab-el-Mandeb. Pendant cette situation d'été, la composante des eaux profondes dans le flux sortant est inférieure à 10%.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 165-174.

ABSTRACT

Contribution of deuterium, oxygen-18, helium-3 and tritium isotopic data to the study of the Red Sea circulation

Deuterium, oxygen-18, helium-3 and tritium have been measured in samples collected during the Merou cruise in July 1982. The stable isotopes D and ¹⁸O, associated with salinity data, describe a three-layered structure from the Bab-el-Mandeb straits to 15°N. A study is made of the evaporation-precipitation ratio E/P. The helium-3 data constitute important constraints relative to the deep and intermediate circulation. A hydrothermal source sampled near 21°N is responsible for the helium-3 enrichment of the deep waters to the South. Throughout the basin, an intermediate maximum in the ³He content of the waters is probably the result of a northward return flow with its centre at a depth of 600-800m. All the isotopic data show that the waters outflowing towards the Indian Ocean are principally composed of subsurface waters coming from the North at the Bab-el-Mandeb depth. During this summer situation, deep waters contribute less than 10% to the outgoing flow.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 165-174.

INTRODUCTION

Les divers échantillons étudiés sont relatifs à la campagne Merou de juillet 1982. Ils ont été collectés dans le but d'apporter des informations complémentaires à cel-

les déduites des mesures physiques ou chimiques au plan de l'étude de la circulation générale du bassin.

Depuis 1964, l'existence de saumures (« brines ») observées au fond de certaines fosses de la Mer Rouge a été décrite. Il est maintenant admis que, en plus d'un

enrichissement exceptionnel en sel, les saumures sont également le siège d'une activité hydrothermale. Les processus d'hydrothermalisme sont responsables de sursaturations en hélium-3. Nous utilisons cet isotope comme traceur de la circulation profonde de la Mer Rouge.

Par ailleurs, les isotopes stables deutérium et oxygène-18 sont particulièrement bien adaptés à l'étude de la circulation des eaux superficielles, celles-ci étant fortement marquées par l'évaporation. Une étude de la variation de leurs concentrations associée à celle de la salinité de surface peut permettre une approche du rapport évaporation-précipitation E/P.

Avant d'entreprendre une étude détaillée des résultats obtenus nous décrivons ci-dessous les principales caractéristiques de la circulation de la Mer Rouge.

HYDROLOGIE DE LA MER ROUGE

La Mer Rouge constitue l'exemple type d'un bassin de concentration. Fermé au Nord (le canal de Suez a un effet totalement négligeable dans le bilan en eau), ce bassin communique au Sud avec l'Océan Indien par le détroit de Bab-el-Mandeb à environ 125 m de profondeur (Neumann et McGill, 1962). Il est situé en zone aride, sans aucun apport fluvial, et l'évaporation y est largement supérieure aux précipitations (Morcos, 1970). En été, les vents dominants sont de Nord/Nord-Ouest sur toute l'étendue de la Mer Rouge, avec une vitesse moyenne mensuelle de l'ordre de 5 m/s (Behairy *et al.*, 1981). En hiver, dans la partie septentrionale du bassin (essentiellement dans le golfe de Suez), d'importants processus de formation d'eaux denses interviennent sous l'action des vents de Nord-Ouest et du refroidissement climatique saisonnier (Maillard, 1974; Morcos et Soliman, 1974; Wyrcki, 1974).

La renverse des vents entre l'été et l'hiver (les vents sont de Sud/Sud-Est dans la partie méridionale du bassin en hiver) est responsable de la différence de circulation de surface entre ces deux saisons. Alors qu'en hiver le flux entrant en provenance de Bab-el-Mandeb est superficiel, en été, la structure des eaux est à trois couches, au moins jusqu'à 17°N: le flux entrant est centré entre 70 et 100 m et est recouvert par une faible épaisseur (50 m environ) d'eaux de Mer Rouge sortantes (Morcos, 1970).

Les schémas de circulation générale proposés par Grashoff (1969) et Manins (1973) sont des modèles globaux obtenus surtout à partir de données d'hiver. Les deux modèles font apparaître un flux superficiel vers le Nord et la plongée des eaux au Nord due à l'évaporation et au refroidissement. Par contre, il existe d'importantes différences dans les modèles, notamment au niveau de la circulation profonde et intermédiaire de la Mer Rouge. Pour compenser la plongée des eaux au Nord, un flux d'eau doit alimenter le bassin Nord en même temps que le flux de surface. Dans le premier modèle, ce flux d'eau est un flux intermédiaire provenant de la remontée des eaux profondes au Sud, jusqu'à environ

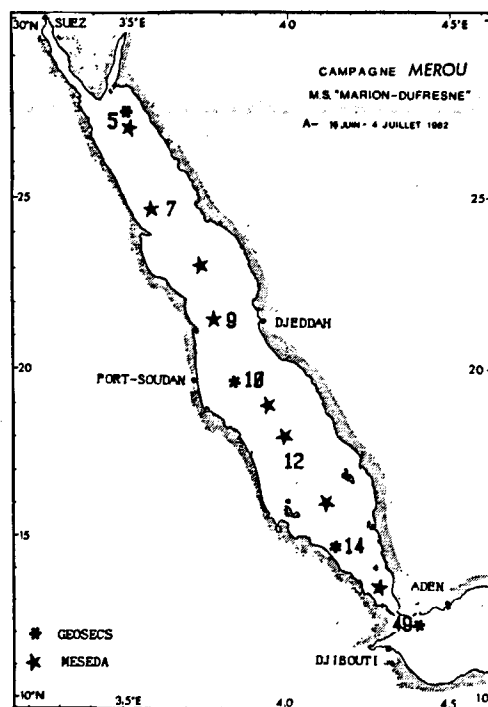


Figure 1

Position des stations échantillonnées pour l'hélium, le tritium, le deutérium et l'oxygène-18 lors de la mission Merou A. Les stations Geosecs (Geosecs, 1987) et Meseda (Kuntz, 1985) sont également repérées sur la carte.

Location of the stations sampled for helium, tritium, deuterium and oxygen-18 during the Merou A cruise. The stations sampled during Geosecs (Geosecs, 1987) and Meseda (Kuntz, 1985) are indicated.

300 m. Dans le 2^e cas, le modèle s'applique entre 200 et 1300 m, et est forcé par une source de flottabilité au Nord, correspondant à la plongée d'une langue d'eau; il existe tout le long de son cheminement vers le Sud, des remontées d'eaux et un courant de retour venant réalimenter le nord du bassin. Pour des profondeurs inférieures à celle du seuil, le schéma de Manins (1973) reprend celui proposé par Phillips (1966) à partir d'une modélisation des courants de convection d'un bassin à seuil.

Morcos et Soliman (1974) explicitent la circulation d'hiver au nord de 25°N: en dessous de 500 m, le flux dominant est dirigé vers le bas et vers le Sud; il est en partie compensé par une remontée des eaux dans la partie centrale de la Mer Rouge. Wyrcki (1974) décrit un flux profond égal à 1/5 du flux de surface en hiver alors que les eaux profondes sont quasi stagnantes en été.

La première étude détaillée de l'hydrologie de la Mer Rouge en situation d'été, sur l'ensemble du bassin, a été réalisée lors de la campagne Merou A par Maillard et Soliman (1985). Le courant entrant d'eaux de l'Océan Indien est centré vers 100 m. Les données d'hydrologie confirment la faiblesse de l'écoulement sur le fond du détroit déjà mentionnée par Neumann et McGill (1962) et Wyrcki (1974) en situation d'été.

Les observations de Béthoux (1987) sont celles qui décrivent le mieux la variabilité saisonnière de la dynamique au niveau du seuil, faisant apparaître, notamment en été, par rapport à la période hivernale: un ralentissement du courant profond, une moindre pro-

fondeur de pompage de l'eau profonde et une sortie superficielle de la Mer Rouge.

CONTEXTE GÉNÉRAL ET TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

La figure 1 indique les stations échantillonnées pour l'hélium, le tritium, le deutérium et l'oxygène-18 lors de la mission Merou A du 16 juin au 4 juillet 1982, décrite dans Beauverger *et al.* (1984). Elles sont, pour certaines, les réoccupations des stations Geosecs de décembre 1977 (Geosecs, 1987). Nous ferons référence également aux résultats acquis lors de la campagne Meseda II de juin 1979 (Kuntz, 1985). Les stations Geosecs et Meseda sont figurées sur la carte.

La figure 2 donne les diagrammes T-S des stations échantillonnées. Elle indique clairement l'évolution des caractéristiques des eaux de surface depuis le détroit de Bab-el-Mandeb jusqu'au nord du bassin, avec une nette augmentation de la salinité associée à un refroidissement. Pour la station 5, le profil T-S est très réduit, ce qui démontre l'homogénéisation verticale et la plongée des eaux du Nord. Le diagramme de la station 49 indique bien la sortie de l'eau chaude salée provenant de la Mer Rouge. Au nord du seuil de Bal-el-Mandeb et en dessous de 200m, les caractéristiques hydrologiques des eaux sont très homogènes sur l'ensemble du bassin. Les diagrammes T-S concourent au même point (21,4°C en température potentielle et 40,6 en salinité).

Les mesures relatives au deutérium et à l'oxygène-18 ont été réalisées au laboratoire par spectrométrie de masse à partir d'échantillons d'eau de mer préalablement distillée. Les données sont exprimées en $\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$ (Standard Mean Ocean Water) avec des incertitudes de l'ordre de $\pm 0,5\text{‰}$ pour $\delta\text{D}/\text{‰}$ et $\pm 0,15\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$.

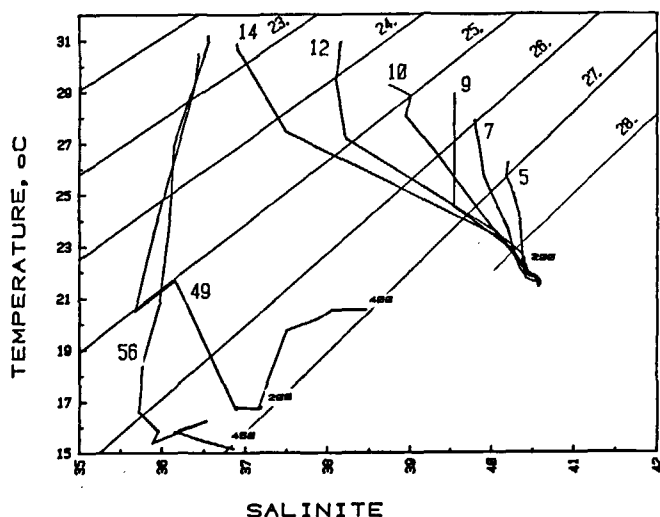
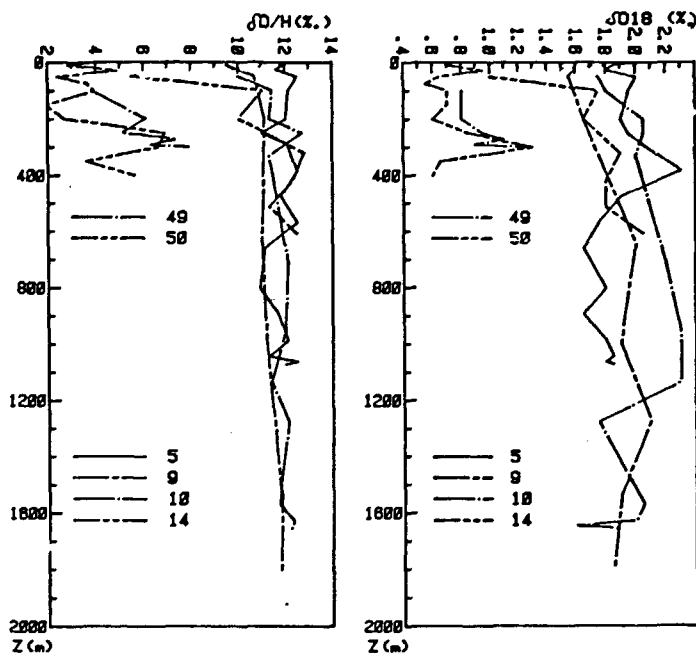


Figure 2
Diagrammes T-S des stations échantillonnées. Le diagramme de la station 56 (11°50.1N-43°44.2E), non échantillonnée en hélium-tritium, est indiqué à titre de référence des eaux de l'Océan Indien.
T-S diagrams of the sampled stations. The diagram for station 56 (11°50.1N-43°44.2E), not sampled for helium and tritium, is given as the Indian Ocean reference.



PROFILS
DEUTERIUM

PROFILS
OXYGENE 18

Figure 3

Profil des concentrations (exprimées en ‰) en deutérium et en oxygène-18 en fonction de la profondeur.

Deuterium and oxygen-18 profiles versus depth.

Les échantillons hélium et tritium sont obtenus simultanément à partir d'environ 40 cm^3 d'eau de mer prélevés de façon étanche dans des tubes de cuivre. Ils permettent, dans un premier temps, la mesure par spectrométrie de masse du rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$, puis celle du tritium. Des détails sur la méthode sont donnés dans Andrié (1987) et Jean-Baptiste *et al.* (1988). Les teneurs en hélium-3 sont reportées sous forme des écarts de l'isotopie $^3\text{He}/^4\text{He}$ de l'échantillon par rapport à l'isotopie de l'atmosphère ($R_A = 1.38 \cdot 10^{-6}$) en pourcentage:

$$\delta^3\text{He}(\text{‰}) = \left(\frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{ech}}}{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{air}}} - 1 \right) \times 100.$$

Pour l'hélium la précision des mesures est de l'ordre de 3‰.

Les teneurs en tritium sont exprimées en unités tritium (TU), 1 unité tritium représentant 1 atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène. L'incertitude sur les mesures est de $\pm 0,3$ à $0,4$ TU. Celle-ci est moins bonne que celle d'autres données acquises par notre équipe ($\pm 0,1$ à $0,2$ TU; Andrié et Merlivat, 1988; Andrié *et al.*, 1988). La raison essentielle à cet écart réside dans une difficulté expérimentale liée à la présence d'hélium-3 hydrothermal résiduel dans l'échantillon lors de l'analyse du tritium par la méthode de croissance de l'hélium-3 tritiumgénique.

UTILISATION DES DONNÉES RELATIVES AUX ISOTOPES STABLES DEUTERIUM ET OXYGÈNE-18

Les données de deutérium et d'oxygène-18 sont reportées dans le tableau 1. La figure 3 indique les profils

Tableau 1

Données des concentrations en hélium-3 (en $\delta^3\text{He}\%$), en deutérium ($\delta\text{D}\%$), en oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}\%$) et en tritium (TU) pour les stations 5, 7, 9, 10, 12, 14, 49 et 50. Les coordonnées de chacune des stations sont indiquées.

Helium-3 ($\delta^3\text{He}\%$), deuterium ($\delta\text{D}\%$), oxygen-18 ($\delta^{18}\text{O}\%$) and tritium data for stations 5, 7, 9, 10, 12, 14, 49 and 50. The locations of the stations are indicated.

Profondeur (m)	Hélium-3 $\delta^3\text{He}\%$	Deuterium $\delta\text{D}\%$	Oxygène-18 $\delta^{18}\text{O}\%$	Tritium TU	Profondeur (m)	Hélium-3 $\delta^3\text{He}\%$	Deuterium $\delta\text{D}\%$	Oxygène-18 $\delta^{18}\text{O}\%$	Tritium TU
Station 5: 27.16 N-34.31 E					Station 12: 17.18 N-40.21 E				
0	n. d.	12,1	2,00	2,65	1276	34,0	12,1	1,75	1,46
10	n. d.	11,9	1,85	1,71	1569	n. d.	11,7	2,05	n. d.
25	n. d.	11,6	1,80	n. d.	1628	n. d.	12,3	2,00	1,81
50	n. d.	12,5	2,00	2,12	1645	90,5	12,3	1,60	1,76
100	n. d.	12,1	1,95	2,49	1654	n. d.	12,2	1,90	1,78
200	n. d.	12,0	1,90	1,96	Station 14: 14.42 N-42.10 E				
250	n. d.	11,0	1,95	3,68	391	n. d.	12,5	1,95	n. d.
290	n. d.	12,1	2,05	3,20	486	n. d.	10,9	1,80	n. d.
383	n. d.	12,5	2,30	1,87	771	50,1	n. d.	n. d.	n. d.
476	n. d.	11,8	1,90	2,73	865	46,2	10,9	1,80	n. d.
569	n. d.	12,5	1,75	1,69	970	n. d.	11,9	1,90	n. d.
662	n. d.	11,1	1,65	n. d.	1027	71,0	11,5	1,90	n. d.
802	25,1	10,9	1,80	n. d.	1046	52,8	11,9	1,85	n. d.
895	14,5	11,7	1,65	1,92	1055	52,4	12,4	2,10	n. d.
988	14,8	12,1	1,80	2,29	Station 14: 14.42 N-42.10 E				
1044	13,1	11,3	1,85	3,12	10	n. d.	n. d.	n. d.	2,18
1063	14,3	12,5	1,80	2,79	50	n. d.	5,5	1,00	2,36
1072	13,4	12,0	1,85	n. d.	100	n. d.	11,0	1,75	n. d.
Station 7: 24.42 N-36.22 E					200	n. d.	10,0	1,65	1,73
815	30,5	12,2	2,05	2,80	320	n. d.	12,8	1,90	1,49
912	29,1	11,4	1,05	2,47	417	n. d.	12,3	1,80	n. d.
1000	27,7	11,7	2,10	n. d.	513	n. d.	11,3	1,80	1,60
1066	30,9	11,2	1,85	1,97	609	n. d.	12,5	2,05	0,80
1085	27,5	11,7	1,95	3,41	Station 49: 12.13 N-43.46 E				
1095	26,4	12,5	1,75	2,26	100	10,8	3,8	0,80	1,51
Station 9: 21.21 N-38.05 E					200	10,8	6,1	0,80	1,64
10	0,1	9,5	1,60	2,14	250	13,4	5,1	0,95	1,74
50	-1,5	10,7	1,55	2,30	270	14,4	7,4	1,10	2,16
200	13,1	11,1	1,65	2,33	290	14,7	6,3	0,90	2,03
639	37,6	11,0	2,00	1,92	300	15,1	7,9	1,30	n. d.
998	33,7	11,2	1,90	1,36	Station 50: 12.10 N-43.57 E				
1267	34,3	11,5	2,10	1,78	0	n. d.	4,4	0,75	n. d.
1536	33,7	11,8	1,90	1,78	10	n. d.	2,8	0,70	n. d.
1805	610	11,8	1,85	n. d.	30	n. d.	4,9	0,95	n. d.
1850	770	7,8	1,10	n. d.	50	n. d.	2,4	0,65	n. d.
Station 10: 19.55 N-38.29 E					75	n. d.	3,6	0,55	n. d.
50	n. d.	10,0	1,75	2,47	100	n. d.	3,9	0,70	n. d.
100	n. d.	11,4	1,80	2,32	150	n. d.	1,9	0,70	n. d.
200	n. d.	11,3	2,05	2,05	200	n. d.	2,7	0,60	n. d.
250	n. d.	12,7	2,05	2,07	250	n. d.	6,9	0,85	n. d.
332	n. d.	11,3	2,00	n. d.	300	n. d.	6,6	1,30	n. d.
710	n. d.	12,1	2,20	1,77	350	n. d.	3,6	0,65	n. d.
946	n. d.	12,0	2,30	2,02	400	n. d.	5,6	0,60	n. d.
1135	30,3	11,4	2,30	1,89					

des concentrations en D et en ^{18}O suivant la profondeur pour les stations 5, 9, 10, 14, 49 et 50.

Les isotopes stables D et ^{18}O sont spécialement appropriés à l'étude de la circulation superficielle de la Mer Rouge, car leurs concentrations dans l'eau de mer réagissent très fortement au phénomène d'évaporation. Lors du passage à l'état gazeux, un important fractionnement isotopique intervient entre les molécules H_2O , HDO et H_2^{18}O conduisant à un enrichissement en isotopes lourds de la phase liquide (Merlivat, 1978).

Nous observons une nette différence entre les teneurs de surface côté Océan Indien (4% pour D, $0,8\%$ pour ^{18}O) et les teneurs mesurées en Mer Rouge (10 à 12% pour D, $1,6$ à 2% pour ^{18}O), très fortement marquées par l'évaporation. En dessous de 300m, il existe une bonne homogénéité des teneurs en D et ^{18}O sur l'ensemble du bassin (12% pour D, 2% pour

^{18}O) corrélée à l'homogénéité en température et en sel des eaux profondes. L'avancée de l'eau de l'Océan Indien entre 50 et 100m est bien visualisée par un minimum en deutérium et oxygène-18 (fig. 3; de la station 14 à la station 9). La sortie des eaux de la Mer Rouge est mise en évidence sur les profils des stations de l'Océan Indien (49 et 50) avec un maximum dans les teneurs D et ^{18}O centré vers 250-300m. Ceci corrobore les observations rapportées par Chung *et al.* (1982) relatives aux concentrations en ^{226}Ra , ^{210}Pb et ^{210}Po sur l'ensemble du bassin. A la station 50, l'apport des eaux de la Mer Rouge est caractérisé par des teneurs en deutérium et en oxygène-18 plus proches de celles observées entre 100 et 200m sur l'ensemble du bassin que des teneurs caractéristiques des eaux de fond: il semble donc que, pendant cette période estivale, le flux profond sortant de la Mer Rouge soit faible, comme

le suggèrent les données hydrologiques (Maillard et Soliman, 1985).

L'information certainement la plus intéressante est apportée par l'utilisation simultanée des données de salinité et des concentrations en D et ¹⁸O pour la couche superficielle.

La figure 4 est une coupe de salinité obtenue entre 0 et 300m entre 12 et 15°N (au nord du détroit de Bab-el-Mandeb). A noter que les données de salinité sont peu nombreuses, car elles correspondent aux seules mesures réalisées sur les bouteilles d'hydrologie. Le tracé des isocontours de salinité indique que le régime d'été à trois couches commence à apparaître au niveau du détroit, sans atteindre la station 14. Maillard et Soliman (1985) indiquent bien que la campagne Merou A de juin a été une période de transition entre les structures à deux couches d'hiver et à trois couches d'été, cette dernière étant parfaitement établie lors de Merou B en septembre.

La large gamme de variation des teneurs en deutérium et en oxygène-18 entre les eaux de l'Océan Indien et les eaux de la Mer Rouge, fortement marquées par les processus d'évaporation, permet une étude des corrélations deutérium-salinité et oxygène 18-salinité. Les régressions linéaires représentées sur les figures 5 a et 5 b sont calculées uniquement sur sept points de surface répartis entre les stations 5 et 50. Leurs équations sont les suivantes :

$$\delta D = 2,027 \cdot S - 69,76, \quad r^2 = 0,986 \quad (1)$$

$$\delta^{18}O = 0,291 \cdot S - 9,787, \quad r^2 = 0,972. \quad (2)$$

A noter que les autres points figurés ne sont pas situés très à l'écart de ces droites de régression. Les équations de ces droites sont parfaitement en accord avec celles de Craig (1966), qui sont obtenues pour un ensemble d'échantillons prélevés entre la surface et le fond, sur l'ensemble du bassin.

Les relations (1) ou (2) permettent d'exprimer les teneurs en oxygène-18 ou deutérium des eaux de surface

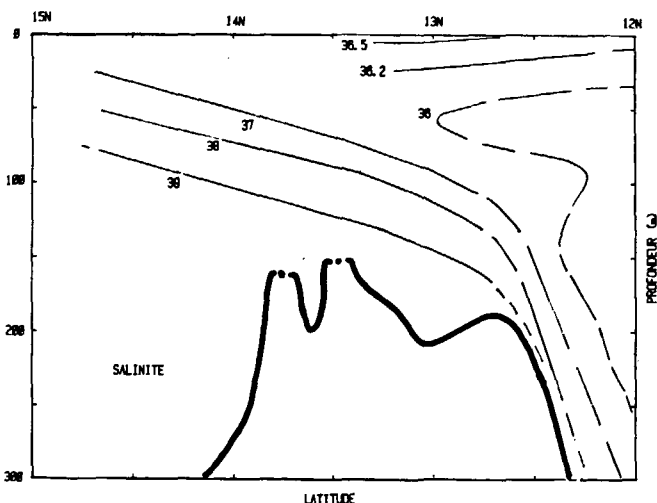


Figure 4
Coupe des salinités observées à proximité du seuil de Bab-el-Mandeb.
Salinity structure near the Bab-el-Mandeb straits.

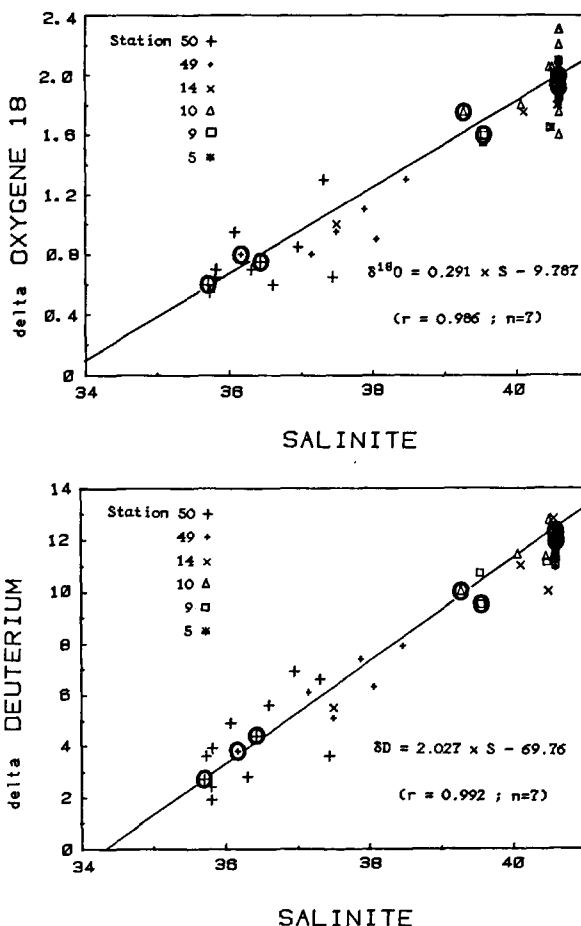


Figure 5

Étude des corrélations salinité-deutérium-oxygène-18 pour sept échantillons d'eaux de surface: a) corrélation oxygène-18/salinité; b) corrélation deutérium/salinité. Dans chaque cas est reportée l'équation de la droite de régression ainsi que le coefficient de corrélation correspondant. Tous les points échantillonnés sont reportés: seuls ceux de surface (encadrés) sont pris en compte dans les calculs de régression.

Study of the salinity-deuterium-oxygen-18 correlations for seven sea surface samples: a) oxygen-18/salinity correlation; b) deuterium/salinity correlation. In each case the regression line equation is reported with the correlation coefficient. Every data pair is reported; only the sea surface samples (circles) are considered in the correlation calculations.

en fonction de la teneur isotopique moyenne de l'eau qui s'évapore δ_E , de celle des précipitations δ_P et du rapport E/P caractéristique du bassin (taux annuel d'évaporation divisé par le taux annuel de précipitation). L'approche suivie est inspirée de celle de Craig et Gordon (1965) considérant que les flux d'eau par évaporation et précipitation en surface sont équilibrés par le flux d'eau source entrante originaire de l'Océan Indien. Pour les échantillons de surface, la dépendance du delta ¹⁸O (ou D) avec la salinité s'écrit :

$$\delta = \delta_0 + \left(\frac{S}{S_0} - 1 \right) \left((\delta_0 - \delta_E) + \frac{\delta_E - \delta_P}{1 - E/P} \right) \quad (3)$$

avec:

δ_0 = teneur isotopique de l'eau de subsurface originaire de l'Océan Indien.

S_0 = salinité de l'eau de subsurface originaire de l'Océan Indien.

δ_E = teneur isotopique moyenne de l'eau qui s'évapore.

δ_p = teneur isotopique moyenne des précipitations.

E/P = rapport des taux annuels d'évaporation et de précipitation.

Pour l'oxygène-18 comme pour le deutérium, la pente de la droite $\delta = f(S)$ permet alors d'accéder à E/P :

$$E/P = \frac{(d\delta/dS) \cdot S_0 - \delta_0 + \delta_p}{(d\delta/dS) \cdot S_0 - \delta_0 + \delta_E} \quad (4)$$

La figure 6 indique, pour l'oxygène-18, les courbes de variation du rapport E/P en fonction de $\delta_E^{18}O$, pour des valeurs de $\delta_p^{18}O$ variant de -2 à -6 ‰. Ces limites encadrent la valeur de $-3,5$ ‰ correspondant à la valeur moyenne annuelle du delta ^{18}O des précipitations au-dessus de la Mer Rouge (IAEA). Les valeurs caractéristiques de l'eau entrante originaire de l'Océan Indien sont $35,5$ ‰ pour S_0 et $+0,5$ ‰ pour $\delta_0^{18}O$.

Chacune des courbes correspond donc à l'équation :

$$E/P = \frac{9,83 + \delta_p^{18}O}{9,83 + \delta_E^{18}O} \quad (5)$$

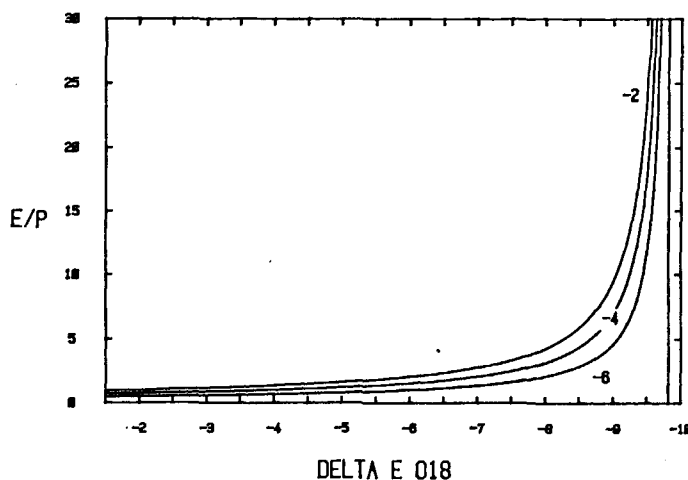


Figure 6

Courbes de variation de E/P (taux moyen annuel d'évaporation/taux moyen annuel de précipitation) en fonction de δ_E obtenues à partir des données oxygène-18 pour $\delta_p^{18}O$ variant de -2 à -6 ‰.

E/P (mean annual evaporation rate/mean annual precipitation rate) versus δ_E curves obtained for oxygen-18 data for $\delta_p^{18}O$ ranging from -2 to -6 ‰.

Le même type d'équation est obtenu à partir de la pente $d\delta D/dS$ avec $\delta_0 D = +2$ ‰ et pour des valeurs de $\delta_p D$ variant entre -6 ‰ et -38 ‰. Ces valeurs extrêmes de $\delta_p D$ correspondent à la gamme de variation de $\delta_p^{18}O$ (-2 à -6 ‰) considérant que les teneurs isotopiques en D et ^{18}O des précipitations sont liées par la relation de Craig $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ (Craig, 1961) :

$$E/P = \frac{69,96 + \delta_p D}{69,96 + \delta_E D} \quad (6)$$

Le premier point à souligner est la faible sensibilité de E/P par rapport à δ_p pour les faibles valeurs de E/P. Par contre, l'allure des courbes $E/P = f(\delta_E)$ indique la possibilité, pour des situations soumises à de forts taux d'évaporation ($E/P > 5$) telles que la Mer Rouge, d'évaluer δ_E de façon assez précise; les valeurs du rapport E/P supérieures à 5 se situent en effet sur les courbes $E/P = f(\delta_E)$ à proximité des asymptotes $\delta_E^{18}O = -9,83$ ‰ pour l'oxygène-18 et $\delta_E D = -70$ ‰ pour le deutérium.

Les valeurs du rapport E/P rapportées dans la littérature varient entre 5 et 13 (Morcos, 1970), les données les plus récentes pouvant dépasser 30 (Behairy *et al.*, 1981) : ces dernières imposent que $\delta_E^{18}O$ soit voisin de $-9,5$ ‰ et $\delta_E D$ proche de -70 ‰. Ces valeurs sont considérablement plus faibles que celles correspondant à la moyenne océanique mondiale ($\delta_E^{18}O \sim -4$ ‰ et $\delta_E D \sim -22$ ‰). Elles sont voisines des valeurs des fractionnements à l'équilibre ($\delta_E = \delta_V$) pour des températures comprises entre 25 et 30°C (Merlivat et Jouzel, 1979). Aucune interprétation simple ne peut être proposée pour expliquer ces observations.

L'HÉLIUM-3 : MARQUEUR D'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET TRACEUR DE LA CIRCULATION PROFONDE

L'hydrothermalisme en Mer Rouge

Le processus d'hydrothermalisme est responsable de l'injection dans l'océan profond d'un flux d'hélium provenant du manteau terrestre et caractérisé par un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\approx 1.4 \cdot 10^{-5}$) environ dix fois plus grand que le rapport isotopique de l'atmosphère ($R_A = 1.38 \cdot 10^{-6}$) (Clarke *et al.*, 1969; Craig *et al.*, 1975; Merlivat *et al.*, 1987). La vallée axiale du bassin de la Mer Rouge est particulièrement bien développée dans la partie Sud, où sont notées d'importantes anomalies magnétiques, et est décrite comme un « rift » où interviennent des forces normales à l'axe du bassin (Miller *et al.*, 1966). Elle doit donc être considérée comme le siège d'activités tectoniques et volcaniques telles que celle observée vers le territoire des Afars en 1978, qui a provoqué des éruptions se répercutant jusqu'au sud de la Mer Rouge (Allard *et al.*, 1979).

L'étude chimique et isotopique de l'eau des fosses de la Mer Rouge (Bischoff, 1969; Backer et Schoell, 1972; Cochran *et al.*, 1986) a permis de relier l'origine des saumures à la circulation à travers les évaporites. Dans les saumures, parmi les éléments (sels, métaux...) dont les concentrations sont en fort excès par rapport aux eaux sus-jacentes (Miller *et al.*, 1966; Hunt *et al.*, 1967), seul l'hélium-3 montre une origine autre que celle des évaporites et est un indicateur très sensible d'émanations hydrothermales provenant des basaltes (Lupton *et al.*, 1977). La température est également un indicateur d'activité hydrothermale (Charnock, 1964; Swallow et Crease, 1965). Elle a permis d'identifier une zone active centrée entre 20 et 24°N.

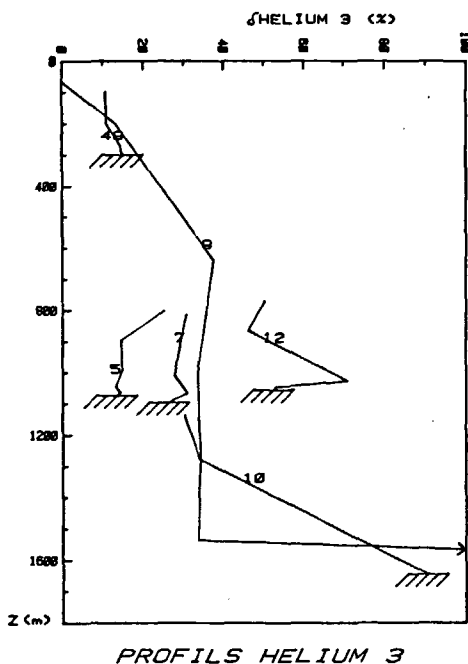


Figure 7
 Profils des anomalies en hélium-3 (exprimées en $\delta^3\text{He}\text{‰}$) en fonction de la profondeur pour les stations 5, 7, 9, 10, 12 et 49.
Helium-3 (expressed in $\delta^3\text{He}\text{‰}$) versus depth profiles for stations 5, 7, 9, 10, 12 and 49.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Observations générales

Les données concernant l'hélium-3 sont rapportées dans le tableau 1, sur les profils de la figure 7 et les tracés des iso-anomalies $\delta^3\text{He}$ sur la figure 8. Compte

tenu du peu de données concernant les 800 premiers mètres du bassin, les tracés font intervenir les données Geosecs (Geosecs, 1987) et Meseda II (Kuntz, 1985). Eu égard à la diversité des périodes d'échantillonnage (Geosecs en décembre, Meseda et Merou en juin), nous n'en déduisons que des résultats relatifs à une circulation moyenne, tout au moins pour ce qui concerne les 800 premiers mètres. On peut noter qu'à 50 m de profondeur pour la station 9 (tab. 1, fig. 8), l'anomalie en ^3He proche de l'équilibre de solubilité ($\delta^3\text{He} = -1,7\text{‰}$) est parfaitement attendue.

Bien que peu nombreuses, les données d'hélium-3 constituent des contraintes importantes au plan de la circulation profonde de la Mer Rouge (fig. 8):

a) Nous avons mis en évidence une zone de très fort enrichissement en hélium, sur une épaisseur n'excédant pas 100 m, au-dessus du fond de la station 9 que nous discuterons ci-après.

b) On observe une grande homogénéité des teneurs en hélium-3 en dessous de 800 m dans la région centrale (stations 7, 9 et 10) jusqu'à environ 100 m au-dessus du fond ($30\% < \delta^3\text{He} < 35\%$).

c) Les teneurs en hélium-3 sont moins élevées au Nord (station 5) que dans la zone centrale. Elles sont le résultat d'une part de l'absence d'activité hydrothermale et d'autre part de la plongée des eaux de surface pendant l'hiver, appauvrissant par mélange le contenu des eaux profondes. Les anomalies d'hélium-3 sont relativement homogènes sur les 200 premiers mètres au-dessus du fond ($\delta^3\text{He} = 14,0\% \pm 0,6\%$) pour rapidement augmenter à 800 m (25,1%). Ce gradient correspond au courant de retour des eaux profondes riches de la zone centrale, qui n'affecte pas les eaux s'écoulant vers le sud du bassin situées entre 800 m de profondeur et le fond.

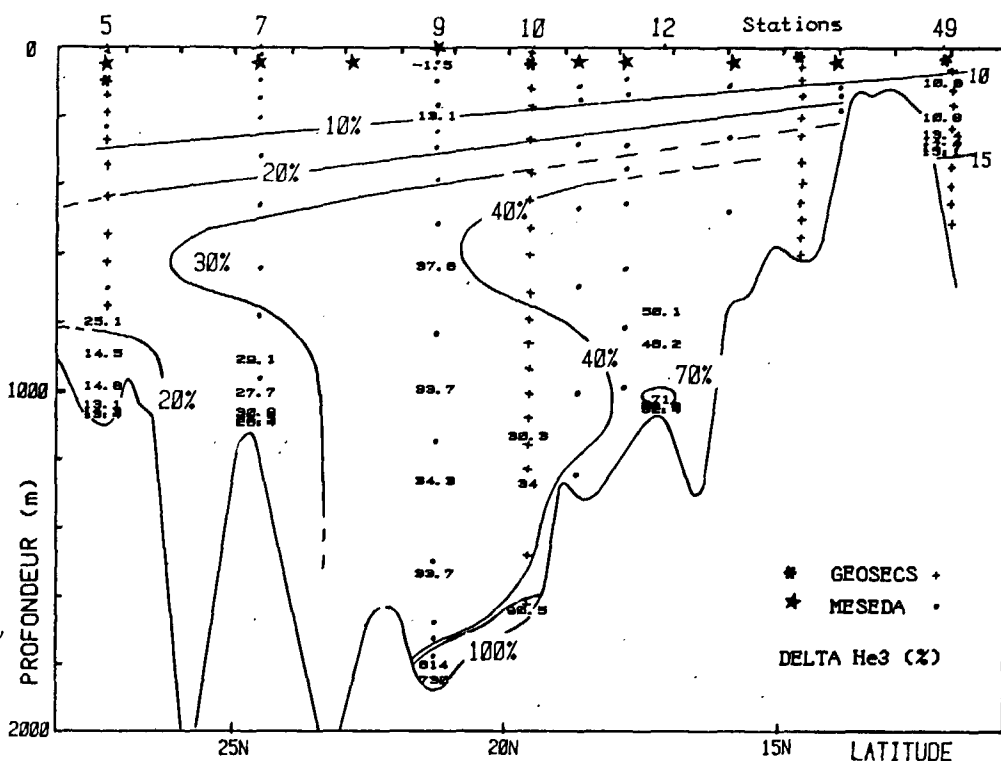


Figure 8
 Tracé des iso-anomalies en hélium-3 (10, 20, 30, 40, 70 et 100 ‰). Toutes les données Merou sont reportées individuellement. L'interpolation utilisée dans le tracé tient compte des données Geosecs (Geosecs, 1987) et Meseda (Kuntz, 1985) également repérées sur la figure.
Helium-3 iso-anomaly curves (10, 20, 30, 40, 70 and 100 ‰) versus depth and latitude. All the Merou data are individually reported. We have considered Geosecs data (Geosecs, 1987) and Meseda data (Kuntz, 1985) for latitudinal interpolations.

d) On observe un enrichissement profond au sud de la station 9 (près du fond à la station 10, depuis le fond jusqu'à 300 m, au-dessus du fond à la station 12). Le tracé de l'iso- $\delta^3\text{He}$ 40% est inspiré également des données des campagnes Geosecs et Meseda II qui, toutes deux, mettent en évidence un net enrichissement des eaux jusqu'à 500 m dans la partie méridionale du bassin.

e) Les eaux s'écoulant dans l'Océan Indien depuis le seuil de Bab-el-Mandeb ont une teneur isotopique en ^3He égale à 15%.

Observation d'une source hydrothermale à 21°21 N (station 9)

La station 9 est située dans la partie sud-ouest de la fosse Atlantis II. Cette fosse est réputée comme étant la plus active au plan hydrothermal. Plusieurs études y ont été faites au plan des anomalies thermiques (Hunt *et al.*, 1967; Backer et Schoell, 1972; Monin *et al.*, 1981) comme au plan des anomalies en hélium-3 (Lupton *et al.*, 1977).

Ce site est reconnu en activité croissante, avec une augmentation de la température à proximité du fond (56°C en 1966, 62°C en 1980, d'après les références ci-dessus). Les observations *in situ* rapportées par Monin *et al.* (1981) indiquent que la couche de transition entre les eaux chaudes de saumure dense et les eaux sus-jacentes à 22°C est très fine, d'une épaisseur d'environ 50 m.

Lors de l'échantillonnage, le fond de la fosse a été sondé à 1900 m. Les deux bouteilles les plus profondes sont remontées ouvertes sans doute à cause des effets thermiques et mécaniques associés à la saumure chaude et dense rencontrée. La 3^e bouteille — 1842 m — est remontée très chaude, et aucune mesure physique ou chimique n'a été tentée. Seul le prélèvement d'hélium a été fait à bord. Le prélèvement 1792 m a été fait dans une eau ayant retrouvé les caractéristiques hydrologiques des eaux de fond de la Mer Rouge ($T=21,52^\circ\text{C}$; $S=40,58\text{‰}$). Les résultats relatifs à ces deux échantillons sont reportés dans le tableau 2.

Compte tenu de la concentration énorme d'hélium de l'échantillon 1842 m, les estimations de celle-ci et du rapport isotopique correspondant sont affectées d'une importante incertitude. Nous avons obtenu une concentration en hélium-3 total de $2,2 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$ de saumure ($\pm 50\%$) et un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ égal à $(8,7 \pm 0,5)$ fois le rapport isotopique de l'atmosphère ($R_A = 1,38 \cdot 10^{-6}$). Ces valeurs sont parfaitement en accord avec celles reportées par Lupton *et al.* (1977) pour des prélèvements hydrothermaux réalisés en 1966 au fond des fosses Atlantis II et Discovery. Un tel rapport isotopique est compris entre celui observé au niveau de la dorsale Pacifique Est à 13°N ($7,5 \pm 0,1$, d'après Merlivat *et al.*, 1987) et le maximum de ceux relatifs aux basaltes (32 à Loihi-Hawaï, d'après Craig et Poreda, 1986).

Pour l'échantillon profond, la concentration est environ 700 fois plus élevée que celle de l'eau de mer de surface. Cinquante mètres plus haut, la concentration n'est plus

que cinq fois plus forte que celle de l'eau sus-jacente à la saumure, alors que l'anomalie du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ reste considérable. Le retour aux valeurs ambiantes de température et salinité (voir tab. 2) est très rapide alors que le marquage en ^4He et ^3He hydrothermaux reste important à 1792 m. Ceci est lié à l'importance du flux d'hélium hydrothermal: l'apport d'hélium-3 est énorme et capable de marquer tout le fond du bassin Sud par la présence d'une anomalie $\delta^3\text{He}$ supérieure à 35%.

Hypothèses sur la circulation profonde

La figure 7 indique de fortes anomalies au fond des stations 10 et 12. Quoique sans comparaison avec celles de la station 9, elles sont la marque d'un apport hydrothermal. Il est difficile d'affirmer que la station 9 soit une source unique. Cependant il semble peu probable que la zone d'activité s'étende de part et d'autre de la bande de latitude comprise entre 20 et 23°N. L'anomalie observée pour la station 12 ne peut donc être considérée comme provenant d'une source locale.

Nous proposons une hypothèse sur la circulation profonde, induite du tracé des iso-concentrations $\delta^3\text{He}$ de la figure 8 en considérant que seule la région comprise entre les stations 9 et 10 est source d'hélium-3.

Au Nord (station 5), la plongée des eaux est bien visualisée par les faibles valeurs de $\delta^3\text{He}$ observées entre le fond et 800 m. L'homogénéité des eaux en dessous de 600 m pour les stations 7, 9 et 10 ($30\% < \delta^3\text{He} < 35\%$) indique que l'apport hydro-

Tableau 2

Température, salinité, concentration en hélium-4 et en hélium-3 ($\delta^3\text{He}\%$) des échantillons profonds de la station 9 (fosse Atlantis II).

Temperature, salinity, helium-4 and helium-3 concentrations for the deep samples of station 9 (Atlantis II deep).

Profondeur (m)	Température potentielle	Salinité	Hélium-4 ($10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$)	Hélium-3 ($\delta^3\text{He}\%$)
1267	21,52	40,580	0,04	34,3
1536	21,50	40,584	0,04	33,7
1792	21,52	40,584	0,20	614,0
1842	n. d.	n. d.	(27,0)	770,0

thermal est essentiellement transmis par diffusion turbulente verticale (Kuntz, 1985). Les distributions en hélium-3 diffèrent cependant de l'homogénéité observée pour la température et la salinité des eaux intermédiaires et profondes. On observe en effet un extremum dans les valeurs de $\delta^3\text{He}$ au-dessus de 800 m, marque du courant de retour des eaux enrichies en hélium-3 accumulées dans la partie méridionale du bassin au nord du relief.

Nous obtenons un tracé des iso-concentrations en hélium-3 (fig. 8) assez différent de ceux reportés par Kuntz (1985) ou Geosecs (1987). Deux différences essentielles concernent:

— la localisation des sources, qui incontestablement existent entre 19 et 22°N (stations 10 et 9); nos résultats relatifs à la fosse Atlantis II sont tout à fait en accord avec ceux de Lupton *et al.* (1977). Cette source n'a pas été échantillonnée lors de Meseda ou Geosecs.

— les tracés de Kuntz (1985), obtenus par modélisation, sont très différents de celui proposé à partir des données Merou: ils ne visualisent pas du tout l'effet du courant de retour, centré vers 600 m et responsable de la déformation des isolignes pour la couche intermédiaire. Le schéma de circulation de Manins (1973) utilisé dans la modélisation de Kuntz (1985) ne semble donc pas faire suffisamment apparaître l'existence du courant de retour, dans la partie Sud. A noter que les données Geosecs (1987), quoique peu nombreuses, font apparaître, comme les données Merou, la déformation des iso-lignes correspondant au courant de retour.

Les données d'hélium-3 suggèrent donc que le flux plongeant au Nord induit une remontée des eaux au Sud, se divisant en un flux sortant le long du seuil et un flux intermédiaire s'écoulant vers le Nord, entre 600 et 800 m. D'autre part, les eaux de fond à la sortie de Bab-el-Mandeb ($\delta^3\text{He} = 15\%$ au fond de la station 49) sont plus marquées par les eaux de subsurface coulant directement du Nord ($\delta^3\text{He} \approx 15\%$ à 150-200 m) que par les eaux profondes de la partie méridionale du bassin, nettement plus riches en hélium-3 ($\delta^3\text{He} > 40\%$ à la station 12). Un diagramme de mélange à partir des données de salinité et d'hélium-3 permet d'évaluer à environ 7% le pourcentage d'eaux provenant du fond du bassin de la Mer Rouge dans les eaux sortantes à la station 49. Ceci semble donc confirmer que le flux profond sortant vers l'Océan Indien est faible pendant cette période estivale.

ANALYSE DES DONNÉES TRITIUM

Les données relatives au tritium sont reportées dans le tableau 1 et sur la figure 9. Nous avons accordé moins d'importance à leur exploitation qu'à celle des données hélium-3, à cause de la moins bonne précision des mesures.

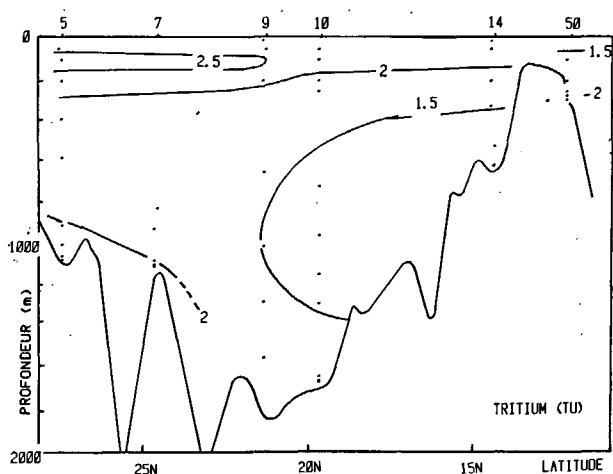


Figure 9
Tracé des iso-concentrations en tritium (1,5 TU, 2 TU, 2,5 TU).
Iso-tritium lines (1.5 TU, 2 TU, 2.5 TU) versus depth and latitude.
All the individual data are reported.

La figure 9 représente les iso-concentrations en tritium obtenues lors de Merou A. Pour certaines zones peu échantillonnées, le tracé est inspiré des distributions obtenues lors de Geosecs et de Meseda. Nous en retenir les observations suivantes:

a) En subsurface, au Nord, existe un maximum de tritium, centré autour de 100 m et s'atténuant assez rapidement vers le Sud: il marque l'apport des eaux riches septentrionales s'écoulant directement en direction du Sud à une profondeur supérieure à celle du seuil de Bab-el-Mandeb.

b) Bien que défini par peu de points et affecté d'une large incertitude, le minimum intermédiaire centré autour de 600 m dans la partie nord du bassin semble être corrélé au maximum déjà observé au niveau des distributions d'hélium-3 (fig. 8): il visualise le courant de retour des eaux profondes ayant vieilli tout le long de leur cheminement. Les eaux profondes sont plus riches que les eaux intermédiaires, car elles sont jeunes et non marquées par le courant de retour.

c) Le flux sortant (2 TU au fond de la station 49) est plus marqué par le flux d'eau sortante à la profondeur du seuil de Bab-el-Mandeb (2 TU à 200 m au nord du seuil) que par les eaux profondes (0,8 TU au fond de la station 14). Ceci est en accord avec les données hélium-3 (fig. 8) et les hypothèses relatives à une faible circulation profonde lors de la campagne Merou de juin 1982 (Maillard et Soliman, 1985).

CONCLUSION

L'ensemble des données relatives aux traceurs isotopiques dans Merou nous a permis d'étayer certaines hypothèses relatives à la circulation de la Mer Rouge dans une situation d'été:

— Les concentrations en isotopes stables deutérium et oxygène-18, associées aux données de salinité, confirment l'existence d'une structure à trois couches des eaux au niveau du seuil de Bab-el-Mandeb, au moins jusqu'à 15°N. Une approche du rapport E/P est tentée.

— Les données d'hélium-3 et de tritium corroborent l'hypothèse suivant laquelle, en situation d'été, le flux sortant vers l'Océan Indien provient plus d'eaux de subsurface s'écoulant vers le Sud au niveau du seuil de Bab-el-Mandeb que d'eaux profondes remontant vers la surface dans la partie méridionale du bassin (Phillips, 1966; Manins, 1973; Kuntz, 1985). Nous évaluons à moins de 10% la part du flux profond dans le flux total sortant.

— Les données d'hélium-3 font apparaître un enrichissement en hélium-3 des eaux intermédiaires qui confirme l'existence d'un courant de retour, centré vers 600-800 m. Il apparaît important de mieux comprendre les mécanismes responsables de cet enrichissement par modélisation de la circulation profonde et intermédiaire du bassin.

Remerciements

Nous remercions les TAAF et A. Poisson, chef de la mission Merou A à bord du *Marion-Dufresne*, de nous avoir permis de participer à ce programme. Nous exprimons toute notre reconnaissance à M. Lelu pour le prélèvement, l'extraction et l'analyse des échantillons tritium-hélium, et G. Mondet et R. Chiron pour les distillations et l'analyse des échantillons deutérium-oxygène 18. Les discussions avec L. Memery, J. Jouzel et

P. Jean-Baptiste furent précieuses pour la rédaction de ce manuscrit. Lors de sa révision, les critiques de N. Metzl ont été particulièrement utiles. Nous tenons à remercier R. Cember qui a bien voulu commenter notre travail, son article sur la circulation profonde de la Mer Rouge (Cember, 1988) étant paru au moment de nos dernières révisions. Ce travail a été financé par le soutien de l'ORSTOM, du CEA et du CNRS.

RÉFÉRENCES

- Allard P., H. Tazieff et D. Dajčević (1979). Observations of seafloor spreading in Afar during the November 1978 fissure eruption. *Nature*, **279**, 5708, 30-33.
- Andrié C. (1987). Utilisation des traceurs hélium-3 et tritium en océanographie. *Thèse Doctorat ès Sciences Physiques, Université Pierre-et-Marie-Curie*, Paris, 340 pp.
- Andrié C. et L. Merlivat (1988). Tritium in the western Mediterranean Sea during 1981 Phycemed cruise. *Deep-Sea Res.*, **35**, 2A, 247-267.
- Andrié C., P. Jean-Baptiste et L. Merlivat (1988). Tritium and helium-3 in the Northeastern Atlantic Ocean during the 1983 Topogulf cruise. *J. geophys. Res.*, **93**, C10, 12511-15524.
- Backer H. et M. Schoell (1972). New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. *Nat. phys. Sci.*, **240**, 153-158.
- Beauverger C., C. Brunet et A. Poisson (1984). *Les rapports des campagnes à la mer, MD33/MEROU, No. 82-04, TAAF*, Ed., Paris, 181 pp.
- Behairy A. K. A., A. H. Meshal et M. M. Osman (1981). Evaporation from the central zone of the Red Sea. *Jeddah. J. mar. Res.*, **1**, 3-9.
- Bethoux J.-P. (1987). Variabilité climatique des échanges entre la Mer Rouge et l'Océan Indien. *Oceanologica Acta*, **10**, 3, 285-291.
- Bischoff J. L. (1969). Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis. In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. E. T. Degens and D. A. Ross, editors, Springer-Verlag, New-York Inc., 368-401.
- Cember R. P. (1988). On the sources, formation, and circulation of Red Sea Deep Water. *J. geophys. Res.*, **93**, C7, 8175-8191.
- Charnock H. (1964). Anomalous bottom water in the Red Sea. *Nature*, **4945**, 591.
- Chung Y., R. C. Finkel et K. Kim (1982). ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po in the Red Sea. *Earth planet. Sci. Letts.*, **58**, 213-224.
- Clarke W. B., M. A. Beg et H. Craig (1969). Excess ^3He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. *Earth planet. Sci. Letts.*, **6**, 213-220.
- Cochran J. R., M. Martinez, M. S. Steckler et M. A. Hobart (1986). Conrad Deep: a new northern Red Sea Deep. Origin and implications for continental rifting. *Earth planet. Sci. Letts.*, **78**, 18-32.
- Craig H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702.
- Craig H. (1966). Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea Geothermal brines. *Science*, **154**, 1544-1548.
- Craig H. et L. I. Gordon (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Spoleto, 26-30 July 1965, 2-122.
- Craig H. et R. J. Poreda (1986). Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks: the summit lavas of Maui. *Proc. natn. Acad. Sci. U.S.A.*, **83**, 1970-1974.
- Craig H., W. B. Clarke et M. A. Beg (1975). Excess ^3He in deep water on the east Pacific rise. *Earth planet. Sci. Letts.*, **26**, 125-132.
- Geosecs Executive Committee (1987). *Geosecs Atlantic, Pacific and Indian Ocean Expeditions. vol. 7, Shorebased data and graphics*. National Science Foundation, Washington D.C., 200 pp.
- Grasshoff K. (1969). Zur chemie des Roten Meeres und des inneren golfs von Aden nach Beobachtungen von F. S. «Meteor» während der indischen Ozean expedition 1964/65. *Meteor Forschungsberichte*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Reihe A, No. 6, 76 pp.
- Hunt J. M., E. E. Hays, E. T. Degens et D. A. Ross (1967). Red Sea: detailed survey of hot-brines areas. *Science*, **156**, 514-515.
- Jean-Baptiste P., C. Andrié et M. Lelu (1988). Mesure du couple tritium/hélium océanique par spectrométrie de masse. *Actes du Colloque: Radioactivity and Oceanography; radionuclides: a tool for oceanography*, Cherbourg, 1-5 juin 1987, J. C. Guary, P. Guegueniet et R. J. Pentreath, eds, Elsevier, 45-54.
- Kuntz R. (1985). Inaugural Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität, Bestimmung der Tiefenwasser-zirkulation des Roten Meeres anhand einer box modellauswertung von tritium-, ^3He - und salinitätsdaten, Heidelberg, 87 pp.
- Lupton J. E., R. F. Weiss et H. Craig (1977). Mantle helium in the Red Sea brines. *Nature*, **266**, 244-246.
- Maillard C. (1974). Formation d'eau profonde en Mer Rouge. In: *Processus de formation des eaux océaniques profondes. Colloques internationaux du CNRS*, n° 215, Paris, 115-125.
- Maillard C. et G. Soliman (1985). Mesures de physique effectuées en Mer Rouge à bord du "Marion Dufresne" en été 1982. *Les rapports des campagnes à la mer MD33/MEROU, N° 82-06, TAAF*, ed., Paris, 173 pp.
- Manins P. C. (1973). A filling box model of the deep circulation of the Red Sea. In: *Proceedings of the 5th Liège Colloquium on the hydromechanics of the sea, Liège, Belgium, 5-8 April 1973*.
- Merlivat L. (1978). The dependence of bulk evaporation coefficients on air-water interfacial conditions as determined by the isotopic method. *J. geophys. Res.*, **83**, C6, 2977-2980.
- Merlivat L. et J. Jouzel (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. geophys. Res.*, **84**, C8, 5029-5033.
- Merlivat L., F. Pineau et M. Javoy (1987). Hydrothermal vents waters at 13°N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration. *Earth planet. Sci. Letts.*, **84**, 100-108.
- Miller A. R., C. D. Densmore, E. T. Degens, J. C. Hathaway, F. T. Manheim, P. F. Mc Farlin, R. Pocklington et A. Jokela (1966). Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. *Geochim. cosmochim. Acta*, **30**, 341-359.
- Monin A. S., E. A. Plakhin, A. M. Podrazhansky, A. M. Sagalevich et O. G. Sorokhtin (1981). Visual observations of the Red Sea hot brines. *Nature*, **291**, 222-225.
- Morcos S. A. (1970). Physical and chemical oceanography of the Red Sea. *Oceanogr. mar. Biol. a. Rev.*, **8**, 73-202.
- Morcos S. A. et G. F. Soliman (1974). Circulation and deep water formation in the northern Red Sea in winter. In: *Processus de formation des eaux océaniques profondes. Colloques internationaux du CNRS*, n° 215, Paris, 107-113.
- Neumann C. et D. A. Mc Gill (1962). Circulation of the Red Sea in early summer. *Deep-Sea Res.*, **8**, 223-235.
- Phillips O. M. (1966). On turbulent convection currents and the circulation of the Red Sea. *Deep-Sea Res.*, **13**, 1149-1160.
- Swallow J. C. et J. Crease (1965). Hot salty water at the bottom of the Red Sea. *Nature*, **4967**, 165-166.
- Wyrtki K. (1974). On the deep circulation of the Red Sea. In: *Processus de formation des eaux océaniques profondes, Colloques internationaux du CNRS*, n° 215, Paris, 91-106.