

Mer Rouge
Bilans
Dynamique
Flux
Variabilité
Red Sea
Budgets
Dynamics
Transports
Variability

Variabilité climatique des échanges entre la Mer Rouge et l'Océan Indien

J. P. BÉTHOUX

Laboratoire de Physique et Chimie Marines, Université Paris-VI, UA CNRS, BP 8,
06230 Villefranche-sur-Mer, France.

Reçu le 3/9/86, révisé le 27/11/86, accepté le 3/12/86.

RÉSUMÉ

Les bilans en chaleur, en eau et en sel de la Mer Rouge sont analysés pour décrire le régime dynamique moyen de ce bassin de concentration. Les valeurs mensuelles de l'évaporation et celles du niveau de la mer entrent dans le cycle annuel du bilan en eau, caractérisé par l'absence quasi-totale de précipitation. En hiver, la sortie d'eaux profondes denses de la Mer Rouge est facilitée par la diminution de la densité des eaux du Golfe d'Aden, effet de la mousson de Nord-Est. A l'inverse, en été, le fonctionnement du bassin de concentration est perturbé par l'intrusion d'eau subsuperficielle du Golfe d'Aden. L'extension, le volume et le devenir de cette eau sont déterminés par l'examen du contenu thermique des eaux et de ses variations spatio-temporelles. En conséquence indirecte de la mousson d'été sur l'Océan Indien, l'eau du Golfe d'Aden pénètre en coin jusque vers la latitude 18°N, puis repart de la Mer Rouge au déclin de la mousson. La différenciation vers 18°N, qui découle des observations bathymétriques et climatologiques, se trouve renforcée par les structures hydrologiques, l'eau estivale du Golfe d'Aden ne semblant pas dépasser cette latitude. Toute étude de la Mer Rouge, aussi bien hydraulique que géochimique ou biologique, doit tenir compte de cette division en deux zones, ainsi que de la variabilité temporelle des flux sur les seuils de Bab El Mandeb et du caractère temporaire de l'intrusion d'eau du Golfe d'Aden.

Oceanol. Acta, 1987, 10, 3, 285-291.

ABSTRACT

Climatic variability of transports between the Red Sea and the Indian Ocean

Study of the heat budget of the Red Sea, a concentration basin semi-enclosed by the sills and straits of Bab al Mandab, permits evaluation of the annual evaporation, which with other elements of the water and salt budgets permits in turn a determination of mean transports. The seasonal cycle of the water budget is calculated from the seasonal cycle of evaporation (evaluated from mean annual values and from meteorological data) and from monthly sea-level data. During winter, the outflow of dense Red Sea water is strengthened by the occurrence of light-density water in the Gulf of Aden, advected by the North-East monsoon. Inversely, in summer, the concentration basin dynamics are disturbed by the inflow of subsurface water from the Gulf of Aden. Determination of the heat content of the surface layer (0-150 m) permits evaluation of the extension, volume and spatio-temporal behaviour of this subsurface water. Linked to the summer monsoon in the Indian Ocean, which provokes an upwelling and an increase in subsurface water density in the Gulf of Aden, this water inflows up to latitude 18°N, then outflows back from the Red Sea when the summer monsoon decays. The seasonal cycle of transports through the Strait of Bab al Mandab shows the monsoon driving force effects superimposed on the concentration basin transports, and the probable effect of the monsoon interannual variability. The zonal differentiation which occurs at about 18°N as a result of topography and climate is thus strengthened by hydrology and water masses. Dynamical or geochemical studies must take account of this zonal differentiation, which is influenced by the movement of Aden subsurface water and has biological implication.

Oceanol. Acta, 1987, 10, 3, 285-291.

INTRODUCTION

Les études de flux de matière dans les océans donnent l'occasion de souligner l'importance des bassins de concentration tels que la Méditerranée et la Mer Rouge qui, en régions tempérées et tropicales, par l'écoulement de leurs eaux denses, alimentent en matières dissoutes et particulaires les eaux intermédiaires et profondes des océans. Bien que la dynamique d'un bassin de concentration soit connue depuis plus d'un siècle, les flux échangés, en particulier les flux de matière, ne peuvent être calculés directement faute de mesures de longue durée des courants sur les seuils. Les bilans d'eau, de sel, de chaleur et de quantité de mouvement permettent cependant une évaluation indirecte des flux (pour la Méditerranée, voir par exemple Bethoux, 1979).

La Mer Rouge constitue un bassin à seuil bien délimité par le détroit de Bab El Mandeb (fig., a et b); elle présente cependant une différenciation bien marquée entre le nord et le sud. Alors que le seuil septentrional (près des Iles Hanish) n'est qu'à 137 m de profondeur (Werner, Lange, 1975), plusieurs fosses, aux latitudes supérieures à 19°N, dépassent 2000 m, atteignant même 2800 m (fosse Nereus). Cependant, la profondeur moyenne de la Mer Rouge ne dépasse pas 500 m, principalement à cause d'un plateau continental très étendu entre le seuil et la latitude 17°N, les fonds supérieurs à 100 m couvrant seulement 20 % de la surface.

D'un point de vue climatique, la mousson d'hiver sur l'océan Indien donne naissance, en Mer Rouge, à un vent du Sud-Est qui ne se fait sentir que jusqu'à la latitude 20°N. Au-delà, un vent du Nord-Ouest domine toute l'année. Les profils verticaux de température et leurs variations annuelles (Robinson, 1974) paraissent très réguliers dans la région comprise entre 23°N et les golfes de Suez et d'Aqaba, reflétant les alternances saisonnières des transferts thermiques à la surface. Inversement, entre le seuil et 17°N, les cycles thermiques des eaux superficielles et sub-superficielles (entre 0 et 150 m) sont irréguliers, avec un minimum marqué en septembre, comme dans le Golfe d'Aden où un phénomène semblable est lié à l'upwelling créé par le vent de Sud-Ouest de la mousson d'été.

Ainsi, tant du point de vue bathymétrique que climatique ou thermique, la Mer Rouge semble partagée en deux parties par une ligne qui se situe au voisinage des latitudes 18-20°N. Dans la partie septentrionale, de l'eau dense se forme sous l'effet du climat continental. A l'extrémité méridionale, le seuil de Bab El Mandeb impose un contrôle hydraulique à l'écoulement des eaux profondes denses et au flux superficiel compensateur, contrôle rythmé par l'alternance des moussons d'hiver et d'été sur l'Océan Indien. La mousson d'été provoque l'entrée d'eau sub-superficielle du Golfe d'Aden dans le détroit de Bab El Mandeb, où la circulation à trois couches superposées constitue une situation dynamique complexe. Aux conditions de fonctionnement du bassin de concentration, le climat impose donc un deuxième forçage de la circulation entre la Mer Rouge et l'Océan Indien.

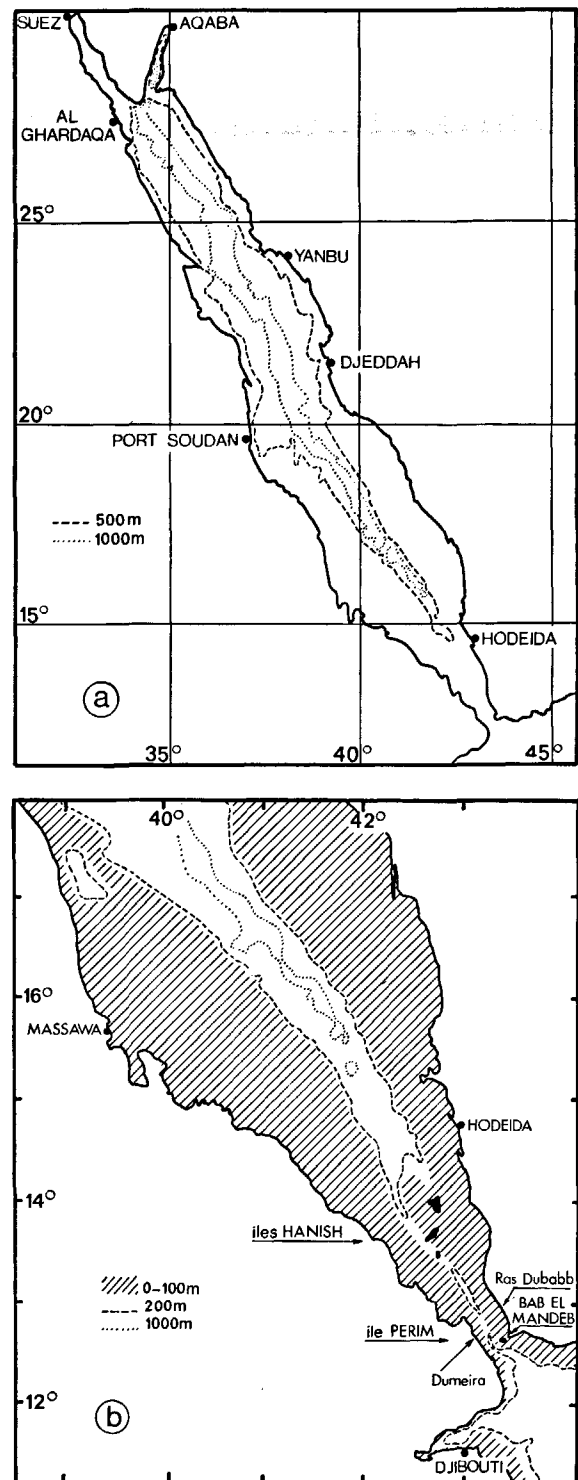


Figure
Géographie et bathymétrie simplifiées de la Mer Rouge (a) et de sa partie méridionale, entre le détroit de Bab El Mandeb et la latitude 18°N (b).

Simplified topography of the Red Sea (a) and of the area between the Bab Al Mandab Strait and the 18°N latitude (b).

Fonctionnement moyen du bassin de concentration

La carence en données de courant de longue durée, dont la mesure est difficile sur les différents seuils de Bab El Mandeb, peut être compensée par l'analyse des différents bilans, notamment du bilan en eau et du bilan thermique.

En Mer Rouge, les précipitations sont généralement faibles et irrégulières, et faute de les connaître, on les néglige en admettant que les transferts d'eau à la surface se réduisent au déficit dû à l'évaporation. Ce terme est accessible par l'équation du bilan thermique dont Bunker *et al.* (1982) présentent les éléments dans une synthèse des travaux effectués en Mer Rouge. La nébulosité est faible dans cette région, l'advection thermique marine y est réduite (Patzert, 1974 *b*). L'effet thermique de l'évaporation s'élève à 183 W.m^2 (Bunker *et al.*, 1982), ce qui correspond à une évaporation d'environ 2,4 m par an (en adoptant pour le produit $J.p.C_p$, où J est l'équivalent mécanique de la calorie, ρ la masse volumique et C_p la chaleur spécifique de l'eau de mer, la valeur $4,14 \text{ J.cal}^{-1}$ et pour L , chaleur latente de vaporisation de l'eau de mer, la valeur 582 cal.g^{-1}). Cette valeur d'évaporation est probablement un maximum compte tenu de l'atténuation de l'apport solaire par les aérosols; elle est bien supérieure à 1,54 m, valeur calculée au moyen de la méthode aérodynamique globale par Hastenrath et Lamb (1979). Ces auteurs ont utilisé un facteur de frottement trop faible compte tenu des échelles de temps considérées pour ces moyennes météorologiques et ils proposent des valeurs trop faibles pour les transferts thermiques vers l'atmosphère. L'équilibre du bilan nécessite alors un transfert thermique important vers le Golfe d'Aden, environ 50 W.m^{-2} . Ce résultat est en désaccord avec les calculs de Patzert (1974 *b*), qui, à partir des estimations de flux et des valeurs des températures, propose une advection thermique de 7 W.m^{-2} au profit de la Mer Rouge. La méthode aérodynamique globale permet cependant de connaître le cycle annuel de l'évaporation. Les valeurs mensuelles d'évaporation, reportées à la ligne 1 du tableau, ont été calculées en suivant le cycle proposé par Hastenrath et Lamb (1979), utilisé en valeur relative et ajusté à la valeur annuelle de 2,4 m d'évaporation. Ce cycle présente un minimum en été et un maximum en hiver. D'autres valeurs d'évaporation, calculées soit par le bilan thermique, soit par le bilan en eau dans le détroit, soit encore à partir de quelques mesures directes d'évaporation dans des bacs à terre, sont données par différents auteurs (*voir* par exemple, Morcos, 1970; Anati, 1980; Poisson *et al.*, 1985).

Si l'on ne tient pas compte du régime d'été en trois couches, la connaissance des salinités moyennes des eaux entrantes et sortantes, respectivement $S_e=36,6$, $S_s=39,7$ (d'après Siedler, 1969) et de l'évaporation permet de calculer les flux moyens superposés dans le détroit de Bab El Mandeb. La surface de la Mer

Rouge étant de $4,4 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$ et l'évaporation de 2,4 m, le maintien du niveau moyen de la mer nécessite un flux entrant supérieur de $3,35 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au flux sortant. Les densités moyennes des eaux entrantes et sortantes étant égales respectivement à 1,02430 et 1,02750, l'équilibre du bilan de sel conduit à des flux moyens entrant et sortant de 4,1 et $3,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Ces flux correspondent annuellement à des lames d'eau épaisses de 29,5 et 27,1 m; comme pour tout bassin de concentration ces valeurs sont nettement supérieures au déficit en eau dû à l'évaporation (2,4 m). C'est donc principalement la sortie profonde des eaux denses qui est à l'origine de la circulation superficielle en Mer Rouge. L'évaporation crée un gradient supplémentaire, dont l'effet essentiel est d'augmenter la densité des eaux (augmentation de la salinité et diminution de la température) ce qui favorise la formation d'eaux denses.

La variation annuelle de niveau de la mer (baisse en été, élévation en hiver) a une amplitude d'environ 0,6 m à Port Soudan, correction faite des variations de la pression atmosphérique et du volume stérique (d'après Patzert, 1974 *a*) — tableau, ligne 2 — pour environ 5 à 7 mois. Elle reste faible devant l'épaisseur des lames d'eau correspondant aux flux annuels sur les seuils, et le cycle est en opposition de phase avec celui de l'évaporation, elle ne peut donc être utilisée seule pour calculer les flux, ni l'évaporation (Patzert, 1974 *a*). Les variations du niveau de la mer et les valeurs de l'évaporation servent à établir le cycle annuel du bilan en eau dans le détroit de Bab El Mandeb qui présente un minimum au printemps et un maximum à l'automne (tab., ligne 3).

Cette alternance ne doit pas masquer le fait que la Mer Rouge reste en toute saison un bassin de concentration. Elle est le résultat du deuxième forçage climatique : celui de la mousson sur l'Océan Indien, avec comme résultat principal de provoquer un flux estival sortant (profond et superficiel) légèrement supérieur au flux entrant (sub-superficiel) dans le régime à 3 couches. La relative difficulté des observations du régime estival atteste une certaine variabilité spatio-temporelle (*voir* par exemple Neumann, McGill, 1962; Jones *et al.*, 1974).

Différents auteurs ont étudié l'action mécanique du vent sur la circulation superficielle (*voir* par exemple Patzert, 1974). Cette action ne peut affecter que la couche de surface et, malgré les apparences, l'effet mécanique du vent n'est pas le forçage principal de la circulation en Mer Rouge (Poisson *et al.*, 1985). Par

Tableau
Évaporation E , variation du niveau de la mer dH et bilan hydrique $dV=dH-E$ de la Mer Rouge, flux superficiel F_{sup} , sub-superficiel F_{sub} , et profond F_{pro} , dans le détroit de Bab El Mandeb, exprimés en flux mensuels ($10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) gagnés (+) ou perdus (-) par la Mer Rouge.
Evaporation E, sea-level variations dH, water budget dV=dH-E in the Red Sea, and currents in the surface F_{sup}, subsurface F_{sub}, and deep layers F_{pro} through the Bab al Mandab Strait, as monthly water transports (inflow +, outflow -, in $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Mois	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
E	-4,0	-3,7	-3,2	-2,8	-2,3	-3,0	-2,5	-3,0	-3,7	-3,8	-4,0	-4,0
dH	+0,6	-0,9	-1,1	-1,3	-2,0	-2,8	-2,2	0	+2,6	+3,9	+2,4	+0,9
dV	4,6	2,8	2,1	1,5	0,3	0,2	0,3	3	6,3	9,7	6,4	4,9
F_{sup}	+72	+70	+69	+68	+67	+67	-26	-23	-20	+54	+50	+49
F_{sub}	0	0	0	0	0	0	+35	+35	+35	-35	-35	-35
F_{pro}	-67	-67	-67	-67	-67	-67	-9	-9	-9	-9	-9	-9

exemple, entre 20°N et les Golfes de Suez et d'Aqaba, le vent souffle du Nord toute l'année, alors que la circulation superficielle résiduelle porte vers le nord-ouest pour compenser les effets de l'évaporation et ceux de l'écoulement vers le Sud des eaux denses profondes formées dans le Golfe de Suez et dans la partie septentrionale de la Mer Rouge. Si l'on considère que tout le nord de la Mer Rouge (depuis 25°N) participe à la formation des eaux denses (soit une superficie de $8 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$), le volume annuel d'eau dense qui sort de la Mer Rouge correspond à la disparition au nord de 25°N, d'une couche « superficielle » de 150 m d'épaisseur. Si la surface de formation était limitée à la latitude 27°N, (soit $3 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$), l'épaisseur de la couche « superficielle » atteindrait 400 m. La formation d'eaux denses est le forçage climatique principal de la circulation, comme cela a déjà été montré en Méditerranée (Bethoux *et al.*, 1985) où ce forçage peut également expliquer les structures cycloniques du bassin nord-occidental (Crépon, 1985). Les circulations cycloniques découvertes dans le nord de la Mer Rouge au cours de 3 missions océanographiques d'hiver (Morcos, Soliman, 1974; Bibik, 1968; Maillard, 1971), et dont le rôle possible dans la formation de l'eau profonde est souligné par Maillard et Soliman (1986), relèvent probablement de ce même forçage.

Dynamique sur les seuils du détroit de Bab El Mandeb

Le fonctionnement d'un bassin de concentration peut être quantifié à partir de la connaissance de quelques paramètres : température et salinité des eaux de part et d'autre des seuils, flux superposés dans le détroit, termes du bilan en eau du bassin intérieur et dimensions du détroit. La méthode utilisée relève soit du concept « d'overmixing » (Assaf, Hecht, 1974) qui ne paraît pas le mieux adapté à l'étude d'un bassin de concentration, soit de la considération de la transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique dans la couche profonde (voir par exemple : Withehead *et al.*, 1974; Bethoux, 1979).

Dans ce dernier travail, qui reprend la formulation de Kullenberg (1953) en négligeant les frottements et en supposant que la largeur du détroit est suffisamment faible pour que les effets de la force de Coriolis soient également négligeables, une première évaluation du flux profond V_s sortant d'un bassin de concentration a été calculée par la formule :

$$V_s = (2g \cdot 10^{-3})^{0.5} \int_0^Z z^{0.5} [d\gamma(z)]^{0.5} dA(z) \quad (1)$$

Z étant la différence entre la profondeur du seuil et celle de la surface moyenne séparant les flux entrant et sortant, $dA(z)$ la section minimale offerte à l'écoulement et $d\gamma(z)$ la différence de sigma-t entre les eaux situées de part et d'autre du seuil, à la profondeur z.

Dans la modélisation des flux, Assaf et Hecht (1974) et Anati (1980) ont particulièrement étudié le détroit de Bab El Mandeb et le chenal irrégulier et peu profond de plus de 100 km de long qui le relie au seuil septentrional de l'île Hanish (fig., b). Le calcul des flux nécessite de connaître la géométrie de l'interface et la topo-

graphie complète du détroit. Anati (1980) propose une relation entre la profondeur de l'interface et les sections traversées par les flux superposés, pour la portion du détroit où le paramètre $R = (A^2 D)^{-1}$ (A est la section et D la profondeur du seuil), équivalent à une résistance au flux, est maximal. La section « utile » du détroit, où R est maximal (sur la radiale Ras Dumeira-Dubabb (fig., b), située légèrement au nord de la section 1 de la campagne Mérour, Maillard, Soliman, 1986), se rapproche d'un profil géométrique simple. Ce résultat permet d'utiliser la relation simplifiée (1) pour calculer les variations relatives du flux V_s liées à des modifications de la différence de densité $d\gamma(z)$ et de la hauteur moyenne Z de l'interface au-dessus du seuil.

Les profils verticaux de température, salinité et densité, en Mer Rouge et dans le Golfe d'Aden, proposés par Patzert (1974 a) et relatifs à des missions effectuées en hiver (N. O. R. Giraud) et en été (R. V. Atlantis) 1963, permettent de préciser les différences dynamiques saisonnières.

En janvier et février 1983, dans la couche 50-100 m qui se trouve dans le Golfe d'Aden, face au détroit, γ est compris entre 24 et 25. Cette densité hivernale relativement faible résulte de l'afflux d'eaux superficielles dû à la mousson de Nord-Est. En Mer Rouge, les valeurs correspondantes de γ sont comprises entre 25 et 28. La différence de densité entre les eaux du Golfe d'Aden et celles de la Mer Rouge, qui atteint 3 unités sur la valeur de sigma-t en profondeur, entraîne un écoulement par transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique dont la vitesse est suffisante pour assurer le pompage des eaux profondes denses ($\gamma=28$) de la Mer Rouge et leur écoulement sur le seuil (ce phénomène de pompage en Méditerranée a été décrit par Bryden et Stommel, 1982). En juillet et août 1963, par suite de l'upwelling du Golfe d'Aden, lié à la mousson de Sud-Ouest, la baisse de température d'environ 6°C dans la couche 50-100 m, à proximité du seuil, entraîne une élévation de γ jusqu'à des valeurs comprises entre 25 et 26,5. Cette augmentation réduit d'autant l'écart de densité avec les eaux de la Mer Rouge. Il s'ensuit, par rapport à la période hivernale :

- 1) un ralentissement du courant profond (proportionnel à $d\gamma^{0.5}$);
- 2) une moindre profondeur de pompage d'eau profonde, qui se traduit sur le seuil (*cf.* graphique 9 de Patzert, 1974 a) par des densités nettement inférieures à 1,028 (1,0275 sur la section 1 en septembre 82, d'après Maillard, Soliman, 1986);
- 3) une double diminution du flux sortant, sous l'effet de la diminution de $d\gamma$, et de la plus grande immersion de l'interface (d'où réduction de la section offerte à l'écoulement);
- 4) un flux sub-superficiel dirigé du Golfe d'Aden vers la Mer Rouge, créé par l'inversion de densité des eaux; par suite de l'upwelling les eaux du Golfe d'Aden, entre environ 50 et 80 m, se trouvant être plus denses que les eaux de la Mer Rouge situées à la même profondeur (Patzert 1974 a);
- 5) une sortie d'eau superficielle de la Mer Rouge (baisse du niveau stérique du Golfe d'Aden, associée à

un vent faible de Nord-Ouest ($2,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) en Mer Rouge (Patzert, 1974 a).

Les observations hydrologiques et les mesures de courant effectuées au cours des campagnes Mérou en été 1982 (Maillard, Soliman, 1986) et l'équation (1) appliquée aux flux profond sortant et sub-superficiel entrant permettent de vérifier qualitativement certaines des assertions avancées. Dans le flux profond, entre l'hiver et l'été, la diminution maximale de $d\gamma$ paraît être de 3 unités. En admettant que le seuil septentrional se trouve à 140 m de profondeur, et que l'interface s'abaisse de 90 à 110 m (Z variant de 50 à 30 m), pour un profil $A(z)$ triangulaire ou trapézoïdal, la diminution de flux, d'après l'équation (1), est de l'ordre d'un facteur 6 par rapport au flux hivernal. Dans le détroit, le flux sub-superficiel du Golfe d'Aden vers la Mer Rouge est situé entre les immersions 40 et 80 m (soit $Z=40$ m). Avec un $d\gamma=1$, la section offerte à l'écoulement entre 40 et 80 m permettrait un flux environ 4 fois plus fort que le flux profond d'été, c'est-à-dire de l'ordre de $2/3$ du flux profond d'hiver. Ces résultats sont en accord qualitatif avec les conclusions de Maillard et Soliman (1986) qui suggèrent un flux profond estival réduit au dixième de sa valeur hivernale et donc un flux superficiel relativement fort. Cependant, le manque de données sur la topographie du détroit, les profils verticaux des $d\gamma$, et la profondeur des interfaces ne permet pas un calcul plus précis des flux moyens à travers le détroit de Bab El Mandeb.

Flux saisonniers entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden

Le flux sub-superficiel peut être évalué en considérant les variations saisonnières des structures thermiques en Mer Rouge, moyennées pour des carreaux de 1° de côté par Robinson (1974). Les températures relevées en juillet et en août révèlent que de l'eau du Golfe d'Aden, située entre 50 et 75 m de profondeur, pénètre en Mer Rouge et s'écoule en coin en s'enfonçant entre 75 et 150 m. A cette profondeur, en août et en septembre, la différence de température est de 6°C entre les eaux de la Mer Rouge situées à 17°N de latitude et celles qui se trouvent au-delà de 18°N . La progression vers le nord de cette langue d'eau froide a été décrite par Jones, Browning (1971). La limite septentrionale des eaux issues du Golfe d'Aden a également été notée en été 1982 au cours de la mission Mérou où la veine d'eau de température et de salinité minimales a été observée entre 30 et 80 dbar jusque vers 18°N , avec une nette variation de ses caractéristiques à partir de $16^\circ 40\text{N}$ (Maillard, Soliman, 1986). En automne, la diminution quasi-générale de la température dans la couche 0-46 m (Robinson 1974, fig. 5 à 8) atteste un bilan thermique négatif à la surface de la Mer Rouge. Or, au sud du parallèle de latitude 18°N , on observe une élévation de la température dans la couche 75-150 m. Par exemple, à 15°N , l'augmentation du contenu thermique de la couche 0-150 m atteint $360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, alors que l'apport solaire est seulement d'environ $230 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ pendant cette période (Hastenrath, Lamb, 1979). Cet échauffement automnal de toute la colonne d'eau 0-150 m ne peut résulter de l'absorption du rayonnement solaire ni du bilan des

échanges thermiques à la surface, déficitaire à cette période. Il ne peut s'expliquer que par le retour de la masse d'eau froide vers le Golfe d'Aden. Le déclin et l'arrêt de la mousson d'été, la fin de l'upwelling dans le Golfe d'Aden et l'établissement des structures thermiques de mousson d'hiver inversent les flux sub-superficiels et superficiels. En fin d'année, les températures atteintes dans la couche 75-150 m, comprises de 24 à 26°C , attestent du remplacement de l'eau froide du Golfe d'Aden par de l'eau sub-superficielle chaude de la Mer Rouge. Ce retour de l'eau froide peut également expliquer qu'en novembre et décembre les inversions de température selon la verticale ne sont observées qu'à proximité du détroit de Bab El Mandeb (Jones, Browning, 1971).

A partir du volume de l'eau, et dans l'hypothèse de faibles mélanges verticaux en Mer Rouge, le flux total sub-superficiel alternatif peut être évalué. Entre $13^\circ 40\text{N}$ (seuil) et $17^\circ 30\text{N}$ (limite moyenne de l'extension de l'eau du Golfe d'Aden), les fonds supérieurs à 100 m couvrent une surface d'environ $3,1 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$, soit le quart de cette partie de la Mer Rouge (fig., b). En admettant que l'eau d'Aden s'écoule entre 60 et 150 m (d'après les profils thermiques moyens de Robinson, 1974) le volume de cette eau dans la Mer Rouge prend en septembre la valeur maximale de $2,8 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$. D'après les observations hydrologiques et chimiques de la campagne Mérou (Beauverger *et al.*, 1984), le régime hivernal à deux couches subsiste à la fin juin, tandis que dans les premiers jours d'octobre le flux superficiel s'inverse dans le détroit de Bab El Mandeb. Le volume précédemment défini correspond, en première approximation, à des flux moyens entrant en juillet, août et septembre, et sortant en octobre, novembre et décembre de $3,5 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab., ligne 5).

La prise en compte, en juillet, août et septembre de l'évaporation et de la baisse de niveau conduit à une différence entre le flux entrant (sub-superficiel) et le flux sortant (superficiel et profond) comprise entre $0,3$ et $6,3 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab., ligne 3). En admettant, comme précédemment établi, un flux sub-superficiel environ 4 fois plus fort que le flux profond, ainsi réduit en été à la valeur $3,5/4=0,9 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab., ligne 6), l'équation du bilan en eau permet le calcul du flux superficiel sortant, compris entre $2,6$ et $2,0 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ligne 4).

En octobre, novembre et décembre, l'inversion du champ de pression dans la couche sub-superficielle, permet de supposer un flux identique et de sens inverse à celui du début de l'été. L'écoulement en coin de l'eau sub-superficielle occupant la majeure partie de la section profonde du détroit et les eaux « profondes » du Golfe d'Aden n'ayant pas encore retrouvé leur faible densité hivernale, le flux profond de la Mer Rouge ne peut garder qu'une valeur faible, proche de celle du début d'été, supposée égale à $0,9 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'équilibre du bilan en eau impose un flux superficiel entrant proche de $5 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ligne 4).

Pendant les six autres mois de l'année, de janvier à juin, le flux profond doit prendre une valeur qui équilibre les bilans annuels en eau et en sel, précédemment définis avec un flux moyen de $3,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Compte tenu

de l'écoulement calculé de juillet à décembre, le flux profond sortant de janvier à juin doit être égal à $6,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (soit un rapport des flux entre l'hiver et l'été de près de 7, supérieur à la première estimation fondée sur le contrôle hydraulique du détroit). L'équation du bilan en eau permet alors de calculer le flux superficiel entrant (tab., ligne 4), dont la valeur moyenne est $6,9 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur les six mois considérés. La valeur annuelle moyenne, $4,1 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, satisfait évidemment la condition d'équilibre des bilans en eau et en sel précédemment définis.

Le tableau indique en automne et en hiver une amplification du flux superficiel entrant et du flux profond sortant, favorisée par les structures hydrologiques résultant de la mousson de Nord-Est et compensant le blocage estival relatif dû à la mousson d'été. Ces variations saisonnières du flux superficiel sont en accord qualitatif avec l'effet des vents et les flux calculés par Patzert (1974 a) à partir de la dérive des navires, notamment avec l'amplification en automne et en hiver et avec les diverses observations d'un flux profond maximal en hiver et minimal en été. D'un point de vue quantitatif, les valeurs hivernales du flux superficiel entrant données par Siedler (1969) et Patzert (1974 a), près de $5,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sont nettement inférieures, mais le flux superficiel annuel, déduit de ce dernier travail, $2,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (contre $4,1 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans le tab.) paraît trop faible pour assurer l'équilibre du bilan en eau. L'évaluation du flux sub-superficiel du Golfe d'Aden coïncide avec le maximum, mesuré en début d'août par Maillard et Soliman (1986), soit $3,6 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Il y a également accord avec le flux superficiel mesuré fin juillet-début août par ces auteurs, soit $2,6 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Il faut noter que les mesures de courant de la campagne Mérou ont été faites dans le chenal de l'île Perim, à environ 130 km au sud du seuil des îles Hanish (fig., b). Khimitsa et Bibik (1979) ont établi un cycle annuel des flux à travers le détroit de Bab El Mandeb, basé sur l'exploitation de courants mesurés ou calculés dans la partie méridionale du détroit. Il en résulte une même forte variabilité saisonnière des flux superficiels, sub-superficiels et profonds. La comparaison avec les valeurs du tableau s'avère cependant délicate par suite de leur considération, en été, d'un flux superficiel entrant en Mer Rouge concomitant d'un flux superficiel sortant, ainsi que d'un flux sub-superficiel du Golfe d'Aden (maximal en été) pénétrant toute l'année en Mer Rouge. Malgré ces différences, le flux profond et le flux total (profond et estival superficiel) sortant de la Mer Rouge s'élèvent respectivement à $3,4$ et $4,2 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, valeurs comparables au flux moyen sortant du bassin de concentration : $3,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dans le cas d'un bassin de concentration, le bilan thermique permet le calcul de la quantité d'eau évaporée avec une erreur maximale de l'ordre de 15 % (précision meilleure que 5 % sur l'apport solaire, et de l'ordre de 10 % sur le bilan radiatif en rayonnement infrarouge). Cette erreur se retrouve sur les valeurs mensuelles d'évaporation, ligne 1 du tableau. Dans l'hypothèse où la variation moyenne du niveau de la mer dH , ligne 2, est connue avec une incertitude du même ordre

(cumul des erreurs sur la mesure du niveau moyen et le calcul des effets de la pression atmosphérique et des variations du volume stérique), le bilan en eau dans le détroit, dV (ligne 3), est établi avec une erreur de l'ordre de 30 %. Les flux annuels entrant et sortant, solutions des équations des bilans en eau et en sel, et sommes respectives des valeurs des lignes 4 et 6, sont entachés d'une incertitude voisine de celle de l'évaporation, environ 15 %. Les valeurs mensuelles, F_{sup} et F_{pro} , dépendent du bilan en eau dV , du flux sub-superficiel et de la répartition arbitraire du flux sortant estival entre F_{sup} et F_{pro} . Le bilan en eau dV étant généralement bien inférieur aux flux moyens entrant et sortant, l'incertitude sur ce terme n'a que peu d'effet sur la valeur du flux total sortant en été qui dépend essentiellement de celle de F_{sub} . L'erreur sur F_{sub} est impossible à fixer par suite de la méthode indirecte d'évaluation du volume et de la variation interannuelle de ce terme, liée comme la répartition estivale entre F_{sup} et F_{pro} à la variabilité de la mousson d'été entre deux limites :

- une mousson d'été faible n'entraînant pas de modification notable du système à deux couches dans le détroit de Bab El Mandeb, les flux superficiel et profond seraient alors toute l'année proches de leur valeur moyenne, et le flux du Golfe d'Aden sub-superficiel pratiquement nul;

- une mousson d'été bien marquée, provoquant l'entrée d'un volume maximal d'eau du Golfe d'Aden et son extension probable jusque vers 18°N , correspondant à un flux entrant, puis sortant, d'environ $4,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, supérieur à celui de l'exemple choisi. Dans ce cas le blocage estival de l'écoulement profond entraîne une amplification relative des flux superficiels et profonds en hiver, et un système estival à trois couches de durée plus ou moins longue. Un blocage total du flux profond pendant six mois entraînerait, pendant les six autres mois de l'année, des flux superficiel et profond de valeur double de la moyenne, soit de près de $8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les valeurs mensuelles des flux portées aux lignes 4, 5 et 6 du tableau peuvent correspondre, compte tenu de leur accord relatif avec différentes mesures et calculs de courants, à un régime hydrologique moyen du détroit de Bab El Mandeb.

D'après Fieux et Stommel (1976), la variabilité interannuelle de la mousson d'été (intensité du vent, durée et date d'établissement) est suffisamment forte, notamment dans la région de l'upwelling proche de la côte des Somalies, pour produire des anomalies de température de surface qui masquent de juin à août les anomalies dues à la circulation générale. Par ailleurs, il y a un délai de près d'un mois entre l'établissement de la mousson (en moyenne dans la dernière décade de mai, d'après Fieux et Stommel, 1976), et ses effets : inversion du courant superficiel et établissement du flux sub-superficiel dans le détroit. Dans le cas d'une mousson précoce ou à multiples déclenchements, la date d'inversion du flux peut évidemment changer, de même que le retour au régime hivernal est liée à l'affaiblissement de la mousson d'été et à l'établissement de la mousson d'hiver.

CONCLUSION

L'examen des bilans en chaleur, en eau et en sel, et l'analyse des situations hydrologiques observées lors de différentes missions océanographiques mettent en évidence deux forçages climatiques principaux de la circulation en Mer Rouge. A la dynamique caractéristique d'un bassin de concentration (formation hivernale d'eaux denses dans le Nord et écoulement ultérieur sur le seuil de Bab El Mandeb) s'ajoute une dynamique liée aux effets hydrologiques de la mousson d'été sur le Golfe d'Aden : l'entrée d'eau estivale sub-superficielle en Mer Rouge. L'examen des profils de température et de salinité et celui du contenu thermique de la couche 0-150 m montre que cette intrusion d'eau du Golfe d'Aden est limitée à la zone comprise entre le seuil et une latitude d'environ 18°N, et qu'elle est temporaire puisque l'eau sub-superficielle du Golfe d'Aden ressort de la Mer Rouge dès l'affaiblissement de la mousson d'été et lors de l'établissement de la mousson d'hiver. L'évaluation du volume moyen d'eau du Golfe d'Aden pénétrant en Mer Rouge, et la considération des variations saisonnières de l'évaporation et du bilan en

eau permettent d'établir le cycle annuel des flux à travers le détroit de Bab El Mandeb. Variable suivant l'alternance hiver-été de la mousson sur l'Océan Indien, ce cycle est probablement marqué aussi par la variabilité interannuelle des moussons.

La différenciation en deux zones, vers 18°N environ, créée par la bathymétrie et le climat (limite d'inversion des vents) se trouve renforcée par la circulation marine. Cette particularité doit être prise en compte dans toute étude de la Mer Rouge, dynamique, géochimique comme dans les observations biologiques (Halim, 1984). Il est également nécessaire de retenir le caractère temporaire du séjour en Mer Rouge de l'eau sub-superficielle du Golfe d'Aden.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du CNRS, ATP FMO 1985. L'auteur remercie les lecteurs et la rédaction pour leur utiles conseils.

RÉFÉRENCES

- Anati D. A., 1980. A parametrization of the geometry of sea straits, *Oceanol. Acta*, 3, 4, 395-397.
- Assaf G., Hecht A., 1974. Sea straits: a dynamical model, *Deep-Sea Res.*, 21, 847-958.
- Beauverger C., Brunet C., Poisson A., 1984. MD 33/Mérou, à bord du Marion Dufresne, Rapp. Campagnes Mer, TAAF, Paris, Fasc. 82-04 et 82-05.
- Béthoux J. P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters, *Oceanol. Acta*, 2, 2, 157-163.
- Béthoux J. P., Prieur L., Bong J. H., 1985. Evidence of two driving mechanisms of the Western Mediterranean upper layer circulation: freshwater coastal input and deep water formation, *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 29, 3, 69-70.
- Bibik V. A., 1968. Peculiarities of the hydrological conditions in the northern part of the Red Sea in the winter season of 1964-1965, *Oceanol. Issl.*, 19, 201-213.
- Bryden H. L., Stommel H. M., 1982. Origin of the Mediterranean outflow, *J. Mar. Res., Suppl.*, 40, 55-71.
- Bunker A. F., Charnock H., Goldsmith R. A., 1982. A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas, *J. Mar. Res.*, 40, 73-84.
- Crépon M., 1985. Horizontal oceanic motion generated by water mass conversion, *Coll. Int. CNRS, Oceanography of the Mediterranean Sea, interdisciplinary aspects in the pelagic environment, Villefranche, 16-20 septembre*.
- Fioux M., Stommel H., 1976. Historical sea-surface temperatures in the Arabian Sea, *Ann. Inst. Océanogr.*, 52, 1, 5-15.
- Halim Y., 1984. Plankton of the Red Sea and the Arabian Gulf, *Deep-Sea Res.*, 31, 969-982.
- Hastenrath S., Lamb P. J., 1979. *Climatic atlas of the Indian Ocean*, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- Jones E. N., Browning D. G., 1971. Cold water layer in the southern Red Sea, *Limnol. Oceanogr.*, 16, 3, 503-509.
- Jones E. N., Gorman J., Browning D. G., 1974. Circulation between the Red Sea and the Gulf of Aden in late summer, in: *L'océanographie physique de la Mer Rouge*, CNEXO, 2, 203-227.
- Khimitsa V. A., Bibik V. A., 1979. Seasonal exchange in dissolved oxygen and phosphate between the Red Sea and the Gulf of Aden, *Oceanology*, 19, 5, 544-546.
- Kullenberg B., 1953. Les échanges d'eau à travers le détroit de Gibraltar, B. Inf. Com. Centr. Océanogr. Et. Cotes, Paris, 298-302.
- Maillard C., 1971. Étude hydrologique et dynamique de la Mer Rouge en hiver, *Ann. Inst. Océanogr.*, 48, 2, 113-140.
- Maillard C., Soliman G. F., 1986. Hydrography of the Red Sea and exchanges with the Indian Ocean in summer, *Oceanol. Acta*, 9, 3, 249-269.
- Morcos S. A., 1970. Physical and chemical oceanography of the Red Sea, *Oceanogr., Mar. Biol. Ann. Rev.*, 8, 73-202.
- Morcos S. A., Soliman G. F., 1974. Circulation and deep water formation in the Northern Red Sea in winter, in: *L'océanographie physique de la Mer Rouge*, CNEXO, 2, 91-103.
- Neumann A. C., McGill D. A., 1962. Circulation of the Red Sea in early summer, *Deep-Sea Res.*, 8, 223-235.
- Patzert W. C., 1974 a. Seasonal reversal in Red Sea circulation, in: *L'océanographie physique de la Mer Rouge*, CNEXO, 2, 55-89.
- Patzert W. C., 1974 b. Volume and heat transports between the Red Sea and the Gulf of Aden, and notes on the Red Sea heat budget, in: *L'océanographie physique de la Mer Rouge*, CNEXO, Paris, 2, 191-201.
- Poisson A., Morcos S., Souvermezoglou E., Papaud A., Ivanoff A., 1985. Some aspects of biogeochemical cycles in the Red Sea with special reference to new observations made in summer 1982, *Deep-Sea Res.*, 31, 707-719.
- Robinson M. K., 1974. Atlas of monthly mean surface and subsurface temperature and depth of the top of the thermocline, in: *L'océanographie physique de la Mer Rouge*, CNEXO, Paris, 2, 29-54.
- Siedler G., 1969. General circulation of water masses in the Red Sea, in: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, edited by E. T. Degens and D. A. Ross, Springer-Verlag, New-York Inc., 600 p., 131-137.
- Werner F., Lange K., 1975. A bathymetric survey of the sill area between the Red Sea and the Gulf of Aden, *Geol. Jb.*, D13, 125-130.
- Whitehead J. A., Leetmaa A., Knox R. A., 1974. Rotating hydraulics of strait and sill flows, *Geophys. Fluid Dyn.*, 6, 101-125.